



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Zreambulowali: LESZEK JANKOWSKI, MAŁGORZATA GARECKA

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI

Koordynator regionu karpackiego — P. NESCIERUK

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Zawoja (1031)

(z 1 tab., 4 fig. i 3 tabl.)



**Ministerstwo
Klimatu i Środowiska**



Niniejszy materiał został sfinansowany ze środków
Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.
Za jego zgodność odpowiada wyłącznie
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

WARSZAWA 2022

Autorzy reambulacji: Leszek JANKOWSKI¹, Małgorzata GARECKA¹

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Karpacki
ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków

Redakcja merytoryczna: Elżbieta NAUWALDT

ISBN 978-83-66985-96-4

PIG-PIB, Warszawa 2022

ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
tel. (+48) 22 45 92 000
biuro@pgi.gov.pl

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	7
III. Budowa geologiczna	10
A. Stratygrafia	10
1. Neogen	12
a. Miocen	12
Miocen dolny	12
Podłoże Karpat	
1. Karbon	13
a. Karbon górny	13
2. Perm + trias	14
3. Neogen	14
a. Miocen	14
Miocen dolny–środkowy	14
Seria magurska + śląska	
1. Kreda	15
a. Kreda dolna	15
Seria śląska	
1. Paleogen	15
a. Paleocen	15
b. Paleocen–eocen	15
c. Oligocen	15
Seria magurska – raczańska	
1. Paleogen	16
a. Paleocen–eocen	16
b. Eocen	16
c. Eocen–oligocen	18
Seria magurska – bystrzycka	
1. Kreda–paleogen	19
a. Kreda górna–paleocen	19

2. Paleogen	19
a. Paleocen–eocen	19
b. Eocen	20
Seria magurska – krynicka	
1. Paleogen	21
a. Paleocen–eocen	21
b. Eocen	22
c. Eocen–oligocen	23
Czwartorzęd	24
a. Plejstocen	24
Zlodowacenia północnopolskie	24
B. Tektonika	26
C. Rozwój budowy geologicznej	29
IV. Podsumowanie	33
Literatura	33

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

Tablica II — Szkic tektoniczny w skali 1:100 000

Tablica III — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:100 000

I. WSTĘP

Arkusz Zawoja (1031) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 wyznaczają współrzędne geograficzne: 19°30'–19°45' długości geograficznej wschodniej i 49°30'–49°40' szerokości geograficznej północnej. Obszar arkusza leży w województwie małopolskim w powiecie suskim, obejmuje gminy: Zawoja, Sidzina i nowotarskim gminy: Lipnica Wielka, Jabłonka.

Prace nad reambulacją mapy geologicznej prowadzone były w latach 2011–2012, na podstawie projektu badań geologicznych dla opracowania reambulacji arkusza Zawoja (1031) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Przy zestawianiu materiałów kartograficznych wykorzystano zdjęcie M. Książkiewicza oraz nowe zdjęcie L. Jankowskiego. Dla uzupełnienia zdjęcia geologicznego utworów czwartorzędowych wykorzystano także materiały archiwalne oraz wykonaną ostatnio mapę Babiogórskiego Parku Narodowego (Wójcik i in., 2010). Istotne znaczenie dla unowocześnienia zdjęcia geologicznego czwartorzędu miały opracowania osuwisk wykonanych w ramach SOPO (Boratyn i in., 2011a, b; Jodłowski i in., 2011a, b). W opracowaniu wykorzystano także wyniki oznaczeń mikrofaunistycznych wykonanych przez M. Garecką (nanoplankton) oraz A. Szydło (otwornice).

Historię badań tego regionu rozpoczynają obserwacje Zejsznera, który w 1832 r. opisał wycieczkę na Babią Górę, ponadto Sidzinę i okolice. Natomiast pierwsze zdjęcie geologiczne było dziełem Paula (1868). Autor wykonał mapę i opis tego obszaru oraz na podstawie analogii do piaskowców występujących w paśmie Orawskiej Magury wydzielił piaskowce magurskie. Następnie ukazało się opracowanie Tietzego (1887), który opisał m.in. rejon Sidziny. Warte wzmianki są opracowania Zapałowicza (1880) i Sawickiego (1913). W 1902 roku Szajnocha wykonał mapę tego regionu – arkusz Maków.

W okresie międzywojennym prace terenowe prowadzili tu m.in.: Klimaszewski, który wykonał zdjęcie geologiczne północnych stoków Babiej Góry (w: Książkiewicz, 1971a), Nowak (1937 – znaleziska fauny numulitowej) oraz Bieda (1946). Do rozpoznania budowy geologicznej przyczyniły się także prace kartograficzne Beresa (w: Książkiewicz, 1971a) oraz Gotkiewicza i Szaflarskiego (1934).

Największy wkład w badania geologiczne tego obszaru wniósł Książkiewicz, który z rejonu Karpat wadowickich rozszerzył swoje zainteresowania na rejon babiogórski. Książkiewicz wykonał mapy: arkusz Zawoja (1971a) i arkusz Sucha Beskidzka (1973) oraz poczynił szereg istotnych obserwacji na temat relacji facjalnych piaskowców magurskich do innych facji (Książkiewicz, 1948, 1953, 1958, 1963, 1966). W rejonie tym prowadzono również badania stratygraficzne (Bieda, Książkiewicz, 1958; Blajcher, 1961; Jednorowska, 1966; Bieda i in., 1967). W tych latach zostały także wykonane mapy geologiczne dla sąsiadującego z arkuszem rejonu Słowacji (Matejka, Roth, 1952, 1954; Matejka, Chmelik, 1955), jak też prowadzono badania geologiczne (Mencik, Pesl, 1964; Lesko, Porubsky, 1965).

Teren samego masywu Babiej Góry został szeroko opisany w opracowaniach geomorfologicznych i przyrodniczych (Zapałowicz, 1880; Zietara, Ziętara, 1958; Ziętara, 1962, 1964, 1968a, b, 1969, 1989; Niemirowski, 1963, 1964; Alexandrowicz, 1978; Łajczak, 1996, 2004, 2007, 2012, 2013). Aleksandrowski (1989) badając okolice Babiej Góry rozpoznał kilka etapów deformacji tektonicznych. Wykonano także mapy geologiczne obszarów sąsiednich (Paul, Ryłko, 1986, 1987), a w 2010 roku – mapę geologiczną Babiogórskiego Parku Narodowego (Wójcik i in., 2010).

W 2012 roku na obszarze arkusza zorganizowano konferencję geomorfologiczną (Jankowski i in., 2012). Autorzy przedstawili odmiennie od dotychczasowych poglądy na budowę geologiczną terenu, zwracając uwagę na powszechność występowania w tym rejonie melanży tektonicznych związanych z procesem ześlizgiwania ku śródgórskiemu basenowi orawsko-nowotarskiemu oderwanych od masywu Babiej Góry ogromnych mas skalnych. Za przyczynę elewacji masywu Babiej Góry autorzy uznali mechanizm wynoszenia masywu w wyniku ekstensyjnego tworzenia uskoków normalnych (procesem tektonicznej kompensacji – *footwall elevation*) związanych z pogłębianiem niecki orawsko-nowatorskiej.

W latach 1986–88 wykonano tu głęboki otwór Zawoja 1 (otw. 1) (Jawor, Brzostowska, 1990), który sięgnął podległej jednostki śląskiej, utworów miocenu oraz utworów podłoża Karpat. Jednakże interpretacja wielu fragmentów profilu jest niejednoznaczna (m.in. miocenijskiego poziomu pomiędzy warstwami lgockimi).

Istnieją problemy z interpretacją budowy geologicznej w tym rejonie na podstawie wykonanych otworów w tym rejonie – pozbawione kontekstu geologicznego są niektóre z wydzieleni np. warstwy istebniańskie i lgockie, nawiercony profil jest zaledwie fragmentaryczny. Natomiast nawiercone tu miocenijskie utwory o typie melanży tektonicznych pod nasunięciem karpackim były podstawą do wydzielania nowych formacji geologicznych (tzw. formacja z Zawoi; Redl, 1997; Moryc, 2005), co do których korelacji można mieć wątpliwości. Po słowackiej stronie, w pobliżu granicy

polskiej wykonano otwór Oravska Polhora, w którym przewiercono zarówno utwory jednostki magurskiej, jak i podległej dukielskiej, nazwanej tam jednostką Obidowej–Słopnic.

Część obszaru arkusza Zawoja położona w rejonie Kotliny Orawskiej jest dość gęsto zaludniona, głównie w rejonie Zubrzycy Dolnej i Górnej oraz Podwilka, natomiast 65% powierzchni arkusza położonej w północnej i wschodniej części obszaru to tereny górskie, słabo zaludnione, z dominującą tu gospodarką rolno-hodowlaną i leśną. Zatrudnienie w tym rejonie można znaleźć w takich sektorach, jak rolnictwo, sadownictwo i hodowla zwierząt. Ludność znajduje także zatrudnienie w pobliskiej Rabce, Nowym Targu i Zakopanem. Część obszaru arkusza zajmuje Babiogórski Park Narodowy.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Badany obszar w północnej części to fragment Beskidu Wysokiego, ku południowi teren obniża się ku Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej, a właściwie ku jej zachodniej części – Kotlinie Orawskiej (Kondracki, 2009).

Rzeźba terenu w znacznej mierze zależy od odporności skał, przebiegu głównych struktur tektonicznych, rozprzestrzenienia masywów piaskowcowych (głównie piaskowców magurskich), charakteru struktur tektonicznych (m.in. rozwinięte tutaj uskoki normalne), ale w decydującej mierze także procesów grawitacyjnego obsuwania w obrębie wielkich masywów skalnych oraz rozwoju basenowego tej części Karpat Zewnętrznych.

Pasma Babiej Góry jest jednym z nielicznych pasm Karpat Zewnętrznych o wysokogórskim charakterze. Na obszarze arkusza widać wyraźną różnicę między jego południową a północną częścią, zarówno w wykształceniu form morfologicznych, jak też pokryw czwartorzędowych,

Najwyższym pasmem Beskidu Wysokiego jest pasmo Babiej Góry (szczyt Diablak – 1725 n.p.m.), ku zachodowi pasmo oddzielone jest od grzbietu Mądralowej przełęczą Jałowiecką (poza obszarem arkusza), a od pasma Sylec–Polica – przełęczą Krowiarki.

Zwarte grzbiety górskie zbudowane są najczęściej z odporniejszych na wietrzenie kompleksów piaskowców magurskich, a ich kierunki przebiegu nawiązują przeważnie do przebiegu elementów tektonicznych.

Różnica w odporności na wietrzenie między piaskowcami magurskimi a podległymi warstwami hieroglifowymi powoduje wyraźnie widoczne w profilach stoków załamania. Podobnie też różnica w odporności na wietrzenie poszczególnych sekwencji ma znaczenie dla powstania rzeźby południowych stoków Babiej Góry – odporne na wietrzenie bloki piaskowców i margli łąckich wyróżniają się na tle słabo odpornych warstw hieroglifowych.

Rzeźba terenu została przedstawiona na szkicu geomorfologicznym (tabl. I), jednak ze względu na wielkość niektórych form nie wszystkie zostały przedstawione.

W północnej części obszaru arkusza stoki wzgórz są stosunkowo strome. Inaczej przedstawia się rzeźba terenu południowej części, na południe od Babiej Góry, gdzie stoki wyraźnie łagodnieją.

W części południowej dominują grzbiety szerokie zaokrąglone, stosunkowo łagodne. Zygzakowaty przebieg osi głównych grzbietów należy wiązać z aktywnością uskoku normalnych (o kierunku głównie N–S) tnących cały rejon. Szczyty mają wysokość od 700 do 960 m n.p.m., a najwyższe wzniesienia na południe od pasma Babiej Góry to góra Kielek (960 m n.p.m.), czy już w najbardziej południowym fragmencie arkusza góra Groń (801 m n.p.m.). Stoki grzbietów i zbocza dolin w części południowej są najczęściej wypukło-wklęsłe, rzadziej proste lub wypukłe. Ich nachylenie, zależne od odporności skał podłoża, jest zróżnicowane i waha się w od 3 do 30°. W spływających ku Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej potokach występują doliny płaskodenne i wciosowe. Jak wspomniano w znacznej mierze są one założone na strefach uskokowych.

Warto dodać, że reaktywacje stref nasunięć jak i uskoku mogły być przyczyną przemodelowania sieci rzecznej w czasie jej rozwoju i sugerowanych tutaj kaptaży (Książkiewicz, 1971a), co obecnie można wiązać z procesami zachodzącymi w czasie dodatkowych (po etapie formowania orogenu) etapach deformacji tektonicznych (Jankowski, Margielewski, 2012).

Obszar arkusza na południe od masywu Babiej Góry charakteryzuje się powszechnością występowania wielu izolowanych wzgórz i pagórków. Ma to związek z rozfragmentowaniem południowej części masywu Babiej Góry w wyniku procesu grawitacyjnego obsuwania (Jankowski, Margielewski, 2012, 2021). Powstałe tu w wyniku tego procesu tzw. kompleksy chaotyczne w postaci dużych bloków otoczonych tzw. matriks roztartą w procesie obsuwania (fig. 1, 2).

Lokalne obniżenia rozdzielają na południowym stoku Babiej Góry poszczególne fragmenty bardziej odpornych na wietrzenie i rozerwanie skał, głównie margli łackich czy piaskowców magurskich (Jankowski i in., 2012). Na przykład w rejonie Zubrzycy Górnej i Dolnej, Lipnicy Małej i Wielkiej kopułowate w formie wyniesienia (Cichy Groń, Grapa, Spyrkowy Groń czy Góra Kminowa) rozdzielane są pasowo rozłożonymi fragmentami obniżeń. Jak wspomniano strefy ścięć tektonicznych mają swoje odzwierciedlenie w morfologii; są wykorzystywane zarówno przez rzeki, jak też tworzą obniżenia.

W północnej części obszaru arkusza koryta rzek i potoków są wąskie a ich szerokość nie przekracza kilku metrów. Przeważnie są one skalne lub skalno-akumulacyjne. Wzdłuż dolin głównych rzek i potoków zaznaczają się krawędzie podcięć erozyjnych (do kilkunastu metrów wysokości) oraz



Fig. 1. Lipnica Mała. Melanż o charakterze spływu grawitacyjnego



Fig. 2. Zubrzyca Wielka. Kompleks chaotyczny

kilkumetrowej wysokości krawędzie tarasów rzecznych. Tarasy erozyjno-akumulacyjne wysokie mają charakter półek z pokrywą żwirową, a niskie zajmują znaczne powierzchnie w dolinach rzek. Dna dolin wypełniają kamienie.

Wśród form antropogenicznych można wyróżnić małe kamieniołomy, których najczęściej eksploatowane są piaskowce magurskie czy margle łackie.

Istotnym, ale rzadkim w Beskidach, elementem morfologicznym charakteryzującym masyw Babiej Góry są zajmujące znaczne powierzchnie obszary gołoborzy, które powstałe w okresie zlodowacenia Wisły.

Największy wpływ na morfologię stoków masywu mają głębokie osuwiska, których efektem są rowy grzbietowe i stokowe, widoczne są nisze osuwiskowe z rozległymi nabrzmieniami kolkowymi u podnóża. Nisze osuwiskowe na urwistym, północnym stoku są głębsze, natomiast na stoku południowym mają na ogół większą powierzchnię ale płytsze. Podobnie zróżnicowane są leje źródłowe na obu stokach masywu babiogórskiego. Efektem nierównomiernego tempa cofania północnego i południowego stoku masywu ma być ich schodowy profil, przy jednoczesnym większym zasięgu głębokich nisz po północnej stronie głównego grzbietu (Łajczak, 2012).

Południowy fragment masywu Babiej Góry charakteryzują liczne rowy rozpadlinowe (Wójcik i in., 2010; Łajczak, 2012), prawdopodobnie także związane z tektoniką ekstensyjną.

Na terenie masywu Babiej Góry znajdują się także jaskinie o niewielkich wymiarach zaliczane do jaskiń pseudokrasowych.

Północna część obszaru arkusza odwadniana jest części przez Skawicę i Bystrzanę oraz ich dopływy, należy do zlewni Bałtyku. Część południowa należy już do zlewni Morza Czarnego i odwadniana jest przez Czarną Orawę z jej dopływami. Dział wodny biegnie szczytami Babiej Góry, Policy i Urwanicy. Przebieg głównych potoków — Lipnicy, Syleca, Zubrzycy czy Bębeńskiego Potoku wynika z wykorzystywania stref uskokowych, podobnie jak Czarna Orawa, Bystra i Skawica.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Istotnym problemem badawczym na obszarze arkusza Zawoja jest zaszeregowanie poszczególnych elementów tektonicznych i facjalnych do jednostek bądź podjednostek. Tradycyjnie w obrębie jednostki magurskiej wydziela się kilka podjednostek, którym przypisuje się charakter podjednostek tektoniczno-facjalnych — serie skalne w nich zawarte miałyby ściśle odpowiadać poszczególnym rejonom subbasenu magurskiego (Koszarski i in., 1974).

Na omawianym obszarze i obszarach sąsiednich, co zauważył już M. Książkiewicz (1971), wydzielenie tych podjednostek nie jest klarowne. Można tu co najwyżej zauważyć pewną strefowość rozmieszczenia niektórych facji, nie ma jednak podstaw do ścisłego identyfikowania ich z konkretnymi podjednostkami tektonicznymi – niektóre z facji występują niemal w każdej z wydzielonych podjednostek, a granice tektoniczne (ze względu na wieloetapowość deformacji tektonicznych, złożoność procesu zamykania basenu i reaktywację tektoniczną stref nasunięć podjednostek) są obecnie niejednoznaczne i nie mają już charakteru ściśle zdefiniowanych nasunięć o północnej wergencji (tabl. II). Dodatkowo należy podkreślić, że nie ma jednolitego, wyraźnie wyodrębnionego profilu każdej ze stref, z charakterystycznymi, definiującymi podjednostkę facjami – „migrujące w basenie” facje o typie warstw hieroglifowych, belowskich, czy margli łąckich nie są wyznacznikiem jednej ze stref, a zmieniają swoje położenie w obrębie subbasenu magurskiego. Warto dodać, że np. wyodrębniana w niektórych opracowaniach (Książkiewicz, 1971a) facja belowska uważana bywa za hieroglifową, co wynikać może z litologicznego podobieństwa i basenowej kontynuacji tych facji (Jankowski i in., 2012) – stopniowe przejście w charakterze litologii od facji inoceramowej do hieroglifowej.

Istotne znaczenie dla rozprzestrzenienia tych facji ma wędrówka w czasie i przestrzeni (ku północy) strefy osiowej basenu (generalnie ku północy) wyznaczanej przez facje basenowe belowskie przechodzące w litologiczny hieroglifowy typ. W części północnej dominuje litotyp hieroglifowy, prawdopodobnie młodszy. W południowej części obszaru arkusza (i jednostki magurskiej) warstwy belowskie będące wyznaczniki osi basenu w dolnej części profilu przypominają warstwy inoceramowe, ale już w górnej litologicznie upodabniają się do typu hieroglifowego. Co warto podkreślić i co zauważył już Książkiewicz (1971), nawet w północnej części obszaru, w serii raczańskiej w obrębie warstw hieroglifowych zdarza się występowanie w sekwencji hieroglifowej litotypu charakterystycznego dla facji inoceramowej. Podział tektoniczny (tabl. II) zachowano jedynie ze względu na tak przyjętą konwencję dla SMGP. Podobnie jak na sąsiednich obszarach (Paul, Ryłko, 1986) wydzielono tu w obrębie jednostki magurskiej trzy podjednostki, idąc od południa; strefę (podjednostkę) krynicką, bystrzycką i najbardziej północną – raczańską.

Dla odtworzenia historii basenowej istotne znaczenie ma tu problem zarówno wieku, jak też miejsca depozycji w basenie facji piaskowców magurskich. Problem ów wymaga dalszych badań sedimentologicznych.

Charakter litologiczny poszczególnych wydzieleni facjalnych nie zmienia się w istocie w obrębie omawianego obszaru. Mają one takie samo litologiczne wykształcenie w poszczególnych podjednostkach, stąd niekiedy skrócony opis litologii podczas omawiania poniżej kolejnych sekwencji podjednostek.

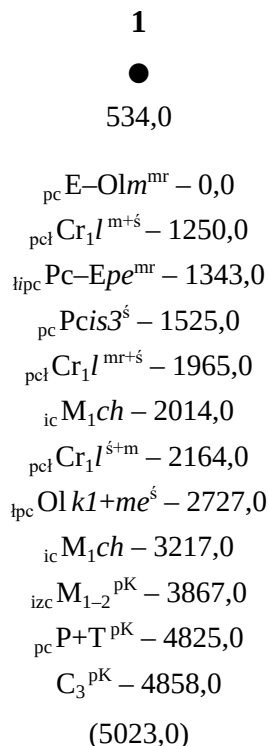


Fig. 3. Szczegółowa metryczka otworu wiertniczego (Zawoja 1) zamieszczonego na mapie geologicznej

k1 – warstwy krośnieńskie dolne, *me* – warstwy menilitowe, *m* – warstwy magurskie, *pe* – łupki pstre, *is3* – warstwy istebniańskie górne, *l* – warstwy lgockie, *ch* – kompleksy chaotyczne, *mr* – seria magurska – raczańska, *ś* – seria śląska, *m+ś* – seria śląska + seria magurska, *pK* – podłoże Karpat; głębokości podano w metrach

Uwaga: symbole stratygraficzne jak na mapie geologicznej

W latach 1986–1988 wykonano głęboki otwór Zawoja 1 (otw. 1), zgodnie z danymi GPS zamieszczonymi w dokumentacji znajduje się on na granicy arkusza. Wizja lokalna wskazuje, że otwór prawdopodobnie znajdował się już na obszarze arkusza Sucha Beskidzka, ale informacje w nim zawarte wykorzystano również do scharakteryzowania budowy geologicznej obszaru arkusza Zawoja (fig. 3).

1. Neogen

a. Miocen

Miocen dolny

Iłowce, bloki w matriks jako melange tektoniczne, kompleksy chaotyczne i kompleksy spływowe – warstwy z Gorlic. Podczas prac terenowych na obszarze arkusza wykartowano wiele wychodni tzw. kompleksów chaotycznych (Jankowski, 2007), które zostały także nawiercone w otworze Zawoja 1 (otw. 1). Ze względu na podobny charakter opisano je łącznie.

Kompleksy chaotyczne mają szczególną strukturę litologiczną typu bloki w matriks (Jankowski, 2007) – ławice nie zachowują swojej spójności, a ich ciągłości jest rozerwana.

Ich geneza związana jest z procesami spływowymi (geneza sedymentologiczna) lub tektonicznymi (proces tektonicznego rozciągania). W wyniku roztarcia tektonicznego formowane są szczególne rodzaje kompleksów chaotycznych tzw. melanże tektoniczne. Strefy melanży formowane są wzdłuż stref uskoków przesuwczych, uskoków normalnych i wzdłuż powierzchni poślizgu przemieszczających się wielkich bloków skalnych (fig. 1, 2).

Na obszarze arkusza wykartowano szereg kompleksów chaotycznych związanych przede wszystkim z przemieszczaniem i rozczłonkowaniem bloków, szczególnie w rejonie na południe od masywu Babiej Góry (Jankowski, Margielewski, 2012, 2021). Formowane strefy melanży są powierzchniami poślizgu. Utwory składające się na sukcesje jednostki magurskiej budujące m.in. masyw Babiej Góry rozwleczone są na południowych stokach masywu, silnie rozfragmentowane, rozdzielone łupkową matriks. Chaotyczny charakter rozmieszczenia bloków na południowym stoku Babiej Góry pokazują pomiary upadów oraz jest doskonale widoczny na zdjęciu lidarowym przedstawiającym rzeźbę terenu. Grawitacyjnemu przemieszczaniu w kierunku basenu orawsko-nowotarskiego ulegają niekiedy całe partie profilu (fig. 1). Matriks tych kompleksów stanowią przede wszystkim mułowce ilaste i iłowce (fig. 2).

Analiza opisu rdzeni wiertniczych sugeruje występowanie tego typu kompleksów chaotycznych także w profilu otworu Zawoja 1 (otw. 1), gdzie istotnym zagadnieniem jeśli chodzi o właściwe rozpoznanie profilu jest występowanie nawierconych utworów miocenu w obrębie warstw lgockich. Nawiercone tu kompleksy chaotyczne związane są z procesem nasuwania Karpat. Pozycja tego typu utworów jest niejasna. Prawdopodobnie mogą one mieć charakter kompleksów chaotycznych znanych z innych części Karpat, gdzie też występują pod nasunięciem magurskim w rejonie Gorlic (Jankowski, 2007). Problem występowania w tej pozycji tych utworów jest ciągle dyskutowany. W rdzeniach nawiercono iłowce ciemnoszare i słabo wapniste mułowce.

Na potrzeby mapy cały szereg różnych w genezie kompleksów chaotycznych zestawiono w jednym wydzieleniu.

Podłoże Karpat

1. Karbon

a. Karbon górny

Piaskowce, mułowce i łupki. Utwory te zostały nawiercone otworze wiertniczym Zawoja 1 (otw. 1) na głębokości 4858,0–5023,0 (Jawor, Brzostowska, 1990). Są wykształcone jako

piaskowce ciemnoszare lub jasnoszare o typie szarogłazów oraz mułowce i łupki ilaste ciemnoszarych i czarne. Piaskowce są słabo zwięzłe i średnioziarniste, bezwapniste.

2. Perm + trias

Piaskowce, mułowce i łupki. Utwory permo-triasu (ich wiek jest dyskusyjny) stwierdzono w otworze Zawoja 1 (otw. 1, Jawor, Brzostowska, 1990). Są to piaskowce ciemnoszare z okrucami mułowców i łupków czarno-szarych.

Są one elementem pokrywy osadowej potężnego paleokontynentu zwanego Pangeą. W czasie ich osadzania dominowały facje lądowe, które występują jedynie lokalnie, co dokumentują otwory odwiercone w pobliskim rejonie. Deniwelacje terenu były wypełniane przez skały klastyczne, wulkanoklastyczne oraz chemiczne (Moryc, Senkowiczowa, 1968; Moryc, 1971; Wieser, 1975; Połtowicz, 1989; Kiersnowski, 1991). Leżą one niezgodnie zarówno na utworach staro-, jak i młodopaleozoicznych, a zazwyczaj przykryte są (również niezgodnie) utworami miocenu zapadliska przedkarpackiego. Miąższość tego wydzielenia jest trudna do oszacowania (brak danych z upadomierza) i może sięgać 200 m.

3. Neogen

a. Miocen

Miocen dolny–środkowy

Iły, zlepieńce oraz margle z blokami skał fliszowych wolistolitych (formacja z Zawoi, z Suchej) – formacja molasowa. Nawiercone bezpośrednio pod nasunięciem karpackim utwory były różnie interpretowane (Gedl, 1997; Moryc, 2005). Mimo licznych opracowań dotyczących tych utworów wymagają one nowoczesnego opracowania, zarówno sedymentologicznego, jak i stratygraficzno-petrograficznego, oraz umieszczenia ich we właściwym kontekście geologicznym. Pograżone pod nasunięciem Karpat utwory zdają się przypominać podobne w charakterze obserwowane na powierzchni bezpośrednio w strefie przed nasunięciem Karpat (profile w brzeżnej strefie Karpat na zachód od Krakowa – Jankowski, 2007). W brzeżnej strefie Karpat klasyfikowane są do jednostki podśląskiej gdzie mają być „wymieszane” z utworami miocen-skimi – zapewne taki sam charakter noszą te nawiercone w otworze Zawoja 1. Zmienność litologiczna serii chaotycznych powoduje różne klasyfikacje nawiercanych otworów i wydzielenie coraz to nowych formacji (Ślaczka, 1977; Moryc, 2005).

Seria magurska + śląska

1. Kreda

a. Kreda dolna

Piaskowce i łupki z wkładkami piaskowców gruboławicowych – warstwy lgockie. Utwory o typie warstw lgockich zostały nawiercone w otworze Zawoja 1 (otw. 1). Wyróżnia się je tam w trzech poziomach pod nasunięciem jednostki magurskiej na głębokości: 1250,0–1343,0, 1965,0–2014,0, 2164,0–2727,0 m (Jawor, Brzostowska, 1990). Stanowią je łupki zielonoszare, bezwapniste oraz ciemnoszare. Ponadto piaskowce drobno- i średnioziarniste, glaukonitowe, związane z przeławiczeniami łupków czarnych. Zwykle utwory te wykazują (obserwowane w rdzeniach) silne zlustrowania, co wskazuje na możliwość wystąpienia tam strefy ścięć tektonicznych. Dodatkową przesłanką na ścinanie tektoniczne tej sekwencji (horyzontu) są liczne luki w profilu – warstwy o litotypie warstw lgockich przekładają się z łupkami pstryymi eocenu i piaskowcami istebniańskimi, z którymi zazwyczaj w profilu nie sąsiadują.

Seria śląska

1. Paleogen

a. Paleocen

Piaskowce gruboławicowe i zlepieńce – warstwy istebniańskie górne. Utwory te zostały nawiercone w otworze 1 na głębokości 1525,0–1965,0 m. Są to piaskowce szare, popielate, zbite z przewarstwieniami łupków ciemnoszarych, silnie zlustrowanych różnokierunkowo (Jawor, Brzostowska, 1990). Tak opisane utwory zostały zakwalifikowane jako warstwy istebniańskie, jednak wymaga to dodatkowych badań.

b. Paleocen–eocen

Łupki czerwone i zielone z wkładkami piaskowców – łupki pstre nawiercono na głębokości 1343,0–1525,0 m (otw. 1) (Jawor, Brzostowska, 1990). Wykształcone są jako typowe czerwone i zielone łupki ilaste z wkładkami piaskowców.

c. Oligocen

Piaskowce średnioławicowe i cienkoławicowe oraz łupki – warstwy menilitowe i krośnieńskie dolne (nierozdzielone). Utwory te zostały nawiercone w otworze Zawoja 1 (otw. 1). Ich wiek określono na podstawie niewielu badań stratygraficznych

i zostały zakwalifikowane jako seria menilitowo–krośnieńska (Jawor, Brzostowska, 1990). Co istotne, nie znajdujemy ich w profilu otworu tuż pod nasuniętą jednostką magurską, ale w bezpośrednim nadkładzie silnie zdefragmentowanych utworów miocenu. Cała nawiercona tu sekwencja nadmioceńska wymaga ponownego zbadania i ewentualnej reinterpretacji. Wydziela się tu ponadto niejasno określone utwory nazwane kredą–eocenem (Jawor, Brzostowska, 1990), których pozycja, jak i szczątkowe opisy, wskazują na ewentualne istnienie tu miększej strefy melanżowej. Rdzenie pobrane z tak określonej serii menilitowo-krośnieńskiej wykazują na obecność drobnoziarnistych, jasnoszarych piaskowców przekładanych ilastymi, czarno-szarymi łupkami. Piaskowce są wapniste z dużą zawartością miki.

Seria magurska – raczańska

Nazwy stref i identyfikacja ich jako oddzielne podjednostki tektoniczno-facjalne pochodzą z opracowania L. Koszarskiego i innych (1974).

Profil serii magurskiej – raczańskiej charakteryzuje się już brakiem miększych kompleksów warstw typu belowskiego oraz rzadkimi już wkładkami margli typu łąckiego.

1. Paleogen

a. Paleocen–eocen

Łupki czerwone i zielone z wkładkami piaskowców – łupki pstre. Utwory te stwierdzono w tej strefie w kilku miejscach, głównie jako wkładki w otoczeniu warstw hieroglifowych (od północno-wschodniej części obszaru poprzez przysiółek Karczmarczyki, przysiółek Sucha Góra aż do Zawoi–Widół). W silnie stektonizowanej i ściętej strukturze Zawoi występują w rozgałęzieniu Widół, jednakże tutaj wychodnie łupków pstrych są w istocie częścią strefy melanżowej, gdzie relacje facjalne są trudne do śledzenia. Miąższość tego ogniwa jest tu trudna do określenia, szacuje się ją na mniej niż 100 m.

b. Eocen

Piaskowce gruboławicowe (piaskowce pasierbieckie). Ogniwo to występuje w części północnej obszaru arkusza. Obecnie jest słabo odsłonięte. Jest to typowa facja kanałowa. Obszar alimentacyjny można wiązać z czasowo istniejącą strefą wyniesienia przedgórskiego (*forebulge depozone*). Pojawienie się piaskowców pasierbieckich związane jest prawdopodobnie z gwałtownym obniżeniem poziomu morza w basenie karpackim. W obrębie arkusza wykształcone są jako piaskowce gruboławicowe, gruboziarniste lub zlepieńcowate, z glaukonitem. Spoiwo jest najczęściej

wapniste. Powszechnie spotykane są ziarna kwarcu i charakterystyczne dla tego ogniwa ziarna łupków krystalicznych. Wkładki łupków są cienko ławicowe, zwykle zielone lub zielonoszare. Odsłonięcia tych utworów występują przede wszystkim w okolicach Musornego i Zawoi. Ponieważ kanały rozprowadzające materiał piaskowców pasierbieckich dochodzą do strefy osiowej basenu, gdzie depozowane były warstwy hieroglifowe, stąd częste zazębianie się tych dwu ogniw, a wkładki piaskowców pasierbieckich, podobnie jak osieleckich występują w obrębie warstw hieroglifowych, co jest trudne do kartograficznego rozróżnienia. Miąższość tego ogniwa nie przekracza 100 m.

Piaskowce gruboławicowe (piaskowce osieleckie). Ogniwo to stanowi także wkładki w obrębie warstw hieroglifowych. Zwykle są mniej zlepioncowate niż piaskowce pasierbieckie. Najczęściej są to gruboławicowe, drobnoziarniste, zielonkawe, silnie glaukonitowe piaskowce, trochę inaczej wykształcone niż obszary stratotypowym. Największe miąższości na obszarze arkusza stwierdzono na północnych stokach Babiej Góry, w okolicy Czatoży. Ponadto większe wkładki obserwowane były w okolicy Wideł (Książkiewicz, 1971a). Miąższość tego ogniwa nie przekracza 100 m.

Piaskowce cienkoławicowe i łupki – warstwy hieroglifowe. Ogniwo to cechuje przewaga turbidytowych osadów, których kierunki transportu materiału wyznaczają oś basenu. Lokalne wtrącenia piaskowców kanałowych typu pasierbieckiego, czy osieleckiego wynikają z bocznej dostawy materiału do osi basenu. Facja ta może się ponadto zazębiać z łupkami pstryimi stanowiącymi sedimentację tła i pokrywę osadową lokalnych skłonów. Najlepiej na obszarze arkusza facja ta rozwinięta jest w jego północnej części, gdzie tworzy pas od jego północno-wschodniej części do Zawoi–Wideł. Facja ta wykształcona jest najczęściej jako cienkoławicowe, twarde wapnisto-krzemionkowych piaskowce przeławicane zielonkawo-szarymi lub zielonymi łupkami. Stosunek piaskowców do łupków wynosi jak 1:1. Piaskowce zwykle są drobnoziarniste (ziarna głównie kwarcu oraz muskowitu). Spoiwo piaskowców jest ilasto-wapienne. Na powierzchniach ławic obserwować można detrytus roślinny. W dolnej części profilu spotyka się sekwencje litologiczne podobne do warstw inoceramowych lub beloweskich.

W profilu warstw hieroglifowych w potoku opływającym od wschodu górę Spalenica Książkiewicz wyróżnił tzw. piaskowce śródmagurskie (Książkiewicz, 1971a) o litotypie piaskowca magurskiego jednakże pozycja tego fragmentu profilu nie jest jednoznaczna, występuje tam strefa ścięcia, więc wydzielanie tego ogniwa jest niepewne. Natomiast na wielu obszarach kontakt sedimentacyjny warstw hieroglifowych i piaskowców magurskich wykazuje granicę sekwencji – co sugeruje wyraźnie młodszy wiek piaskowców magurskich od warstw hieroglifowych (luka stratygraficzna) i rozmycie najwyższej części profilu warstw hieroglifowych. Relacja warstw hieroglifowych do

pokrywających je piaskowców magurskich jest w obserwowanych profilach dobrze określona – granicę stanowi wyraźna granica sekwencji odzwierciedlona także w morfologii obszaru. Ich miąższość osiąga tutaj ok. 300 m.

c. Eocen–oligocen

Piaskowce, głównie gruboławicowe, glaukonitowe i mikowe, łupki (piaskowce popradzkie) – warstwy magurskie. Jak zauważyli Sikora i Żytko (1960) oraz Książkiewicz (1966, 1971a), facja ta rozprzestrzeniona w okolicach Zawoi (w podjednostce raczańskiej) ma w swojej sekwencji zarówno piaskowce glaukonitowe, jak i mikowe, co ją odróżnia od piaskowców magurskich bardziej południowych podjednostek. Tzw. piaskowce z Wątkowej, charakterystyczne dla północnej jednostki magurskiej (podjednostki Siar) w swoim składzie ziarnowym mają znaczny udział glaukonitu, ponadto charakteryzują je kierunki transportu materiału głównie z północy (Kopciowski, 2007). Co istotne, wiek piaskowców z Wątkowej sięga już oligocenu dolnego. Natomiast dla piaskowców magurskich rozwiniętych w południowych podjednostkach przyjęto wiek eoceński, dominujące kierunki transportu materiału z południa i raczej dominację muskowitu w składzie ziarnowym. Książkiewicz (1966, 1971b) zauważa zazębianie się piaskowców glaukonitowych i muskowitowych. Obecne badania terenowe, przeprowadzone w okolicy masywu Babiej Góry i w północnej części obszaru arkusza, wykazują dominację kierunków transportu z północy lub północnego wschodu oraz istnienie piaskowców glaukonitowych charakterystycznych raczej dla podjednostki Siar.

Piaskowce magurskie w części północnej terenu leżą na warstwach hieroglifowych (w odsłonięciach widoczna jest wyraźna i ostro zarysowana granica sekwencji z erozją warstw hieroglifowych w ich partiach stropowych), co odróżnia ich pozycje od kontaktów w rejonie południowym, gdzie piaskowce magurskie pojawiają się nad sedymentacją o typie margli łąckich. Tutaj warstwy magurskie zwykle rozpoczynają się gruboławicowymi i zlepieńcowatymi piaskowcami. Jak wspomniano, oprócz kwarcu znaczny udział w składzie ziarnowym ma tu glaukonit. Łupki w piaskowcach magurskich obydwu facji są podobne; margliste, grubo łupiące się, barwy brudnozielonej, ciemnoszarej lub nawet brunatnej. Niekiedy łupki są ilaste, bardziej liściaste. Miąższość tego ogniwa w podjednostce raczańskiej przekracza 1400 m.

Seria magurska – bystrzycka

1. Kreda–paleogen

a. Kreda górna–paleocen

Piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe z wkładkami łupków pstrych – warstwy inoceramowe. Utwory te odsłonięte są w południowo-zachodniej części obszaru, w okolicy Lipnicy Małej oraz we wschodniej – w okolicy Sidziny. Pozycja w profilu tych utworów nie jest pewna, brak jest widocznych kontaktów z utworami młodszymi, istnieje prawdopodobieństwo że występują one w pobliżu strefy ścięcia powstałej w wyniku ekstensyjnego obsuwania od masywy Babiej Góry (Jankowski i in., 2012).

Na tym obszarze są to niebieskawe i szare piaskowce muskowitowe; zwykle średnio- i cienkoławicowe przeławicane łupkami szarozielonymi i szarymi, bądź popielatymi. Piaskowce są wapniste z wyraźnie widocznymi konwolucjami. Słabo odsłonięte obecnie wystąpienia w okolicach Sidziny to piaskowce cienko- i średnioławicowe, muskowitowe, miejscami glaukonitowe. Znaleziono tu odcisk inocerama (Książkiewicz, 1971b). W odsłonięciach warstw inoceramowych, w części zachodniej Książkiewicz (1971a) wyróżnił w ich obrębie poziom tzw. piaskowca muskowitowego. Są to ławice gruboławicowych, gruboziarnistych piaskowców silnie muskowitowych. Podobne w wykształceniu litologicznym piaskowce, najczęściej występujące w południowych obszarach subbasenu magurskiego noszą nazwę piaskowców ze Szczawiny (Sikora, Żytko, 1960). Wydają się być związane z południowym obszarem alimentacyjnym stąd ich litologiczne podobieństwo do piaskowców ze Szczawiny.

Mięszkość warstw inoceramowych jest trudna do dokładnego określenia, szacowana przez Książkiewicza (1971b) na mniej niż 300 m.

2. Paleogen

a. Paleocen–eocen

Łupki czerwone i zielone z wkładkami piaskowców – łupki pstre. Podobnie jak w pozostałych jednostkach facja ta jest wykształcona litologicznie jako łupki ilaste, rzadko wapniste, zwykle miękkie, barwy czerwonej, wiśniowej, zielonej, choć zdarzają się wtrącenia o ciemnych barwach. Przeławicenia piaskowcowe w ich obrębie przypominają sąsiadujące w basenie i w profilu facje o typie piaskowców warstw hieroglifowych, czy belowskich. W obrębie tej jednostki odsłaniają się w skomplikowanej strukturze Sidziny, jak też silnie pofragmentowanym bloku Lipnicy (tabl. II, III). Towarzyszą facji inoceramowej, hieroglifowej i belowskiej. Mięszkości łupków pstrych w tej jednostce osiągają 150 m.

b. Eocen

Piaskowce cienkoławicowe i łupki z wkładkami margli łąckich – warstwy belowskie wykształcone są podobnie jak w podjednostce krynickiej. W tej podjednostce występują w szczególnie skomplikowanych tektonicznie strefach, gdzie obserwować można niekompletne profile; w strukturze Sidziny i bloku Lipnicy (tabl. II). Słabe odsłonięcia i melanżowanie w strefach ścięcia sprawiają problemy z rozpoznaniem facji. Ich miąższość nie przekracza tutaj 200 m.

Margle, piaskowce, zlepieńce i łupki – warstwy łąckie. Warstwy łąckie zwane także marglami łąckimi to facja zazębiająca się z wieloma facjami w subbasenie magurskim, zwłaszcza z facjami basenowymi typu warstw hieroglifowych, czy belowskich. Występują na obszarze arkusza w obrębie każdej serii jednostki magurskiej, w każdym rejonie facjalnym. Mimo że tzw. margle łąckie mają decydujący udział w sekwencji warstw łąckich pojawiają się w nich utwory zarówno o litotypie warstw belowskich, jak i hieroglifowych. W północnej części obszaru zdarzają się wkładki margli łąckich w asocjacji z innymi facjami, nawet kanałowymi typu piaskowców pasierbieckich. Relacje margli i piaskowców pasierbieckich wskazuje na to, że margle mogą być pokrywą lokalnego skłonu, co ma na pewno miejsce w części południowej subbasenu magurskiego – margle łąckie zazębiają się tu z basenowymi facjami warstw belowskich i hieroglifowych. Struktury prądowe we wkładkach piaskowców w warstwach łąckich wskazują kierunek transportu ze wschodu, co jest właściwe dla warstw hieroglifowych i belowskich. Margle łąckie to osady bezstrukturalne, o typie sedymencji tła. Granice typowych margli z sekwencjami piaskowcowymi są ostre i wyraźne. Utwory te nie wykazują oznak facji głębokomorskiej. W ich składzie ziarnowym występują znaczne ilości spikul gąbek, promienice i fragmenty szkarłupni (Paul, Wieser, 1989). Powszechne są tu dajki piaszczyste wskazujące na pewną niestabilność lokalnych skłonów. Margle łąckie mają w nadkładzie albo warstwy hieroglifowe (w północnych rejonach subbasenu), albo piaskowce magurskie w rejonie południowym. Wychodnie margli łąckich zajmują powierzchnie największe w podjednostce bystrzyckiej. Stosunkowo odporne na wietrzenie bloki margli łąckich mają swoje odzwierciedlenie w rzeźbie terenu, ale też są elementem kompleksów typu bloki w matriks. Miąższość utworów dochodzi do 500 m.

Piaskowce cienkoławicowe i łupki – warstwy hieroglifowe. W podjednostce bystrzyckiej warstwy hieroglifowe występują jedynie w strzępach, w szczególnie skomplikowanych tektonicznie strefach, tj. w strukturze Sidziny, czy na północ od Sidziny, gdzie granica między podjednostkami jest trudna do ustalenia. Mają typowe dla tego obszaru wykształcenie litologiczne. Stanowią je cienkoławicowe, twarde wapnisto-krzemionkowe piaskowce przeławiczone zielonkawo-szarymi lub zielonymi łupkami. Piaskowce zwykle są drobnoziarniste (ziarna głównie kwarcu oraz

muskowitu). Spoiwo piaskowców jest ilasto-wapienne. Wykazują typowe wykształcenie facji turbidytowej. Miąższości w tej podjednostce są trudne dla określenia i zdają się nie przekraczać 300 m.

Piaskowce, głównie gruboławicowe, mikowe i łupki (piaskowce popradzkie) – warstwy magurskie. Utwory te nie różnią się litologicznie od facji piaskowców magurskich w bardziej południowej podjednostce krynickiej. Są to głównie gruboławicowe piaskowce, średnio- i gruboziarniste o spoiwie ilasto-wapnistym. Oprócz kwarcu licznie występuje muskowit. Warstwowanie jest frakcjonalne w dolnych partiach ławic, w górnych laminacja równoległa lub skośna. Łupki są wapniste lub ilaste grubo łupiące się, rozpadające się muszlowo. Piaskowce magurskie występują w obrębie tej podjednostki pasowo, stanowiąc fragmenty skomplikowanej struktury Sidziny (tabl. II), ponadto tworzą pasy w obrębie szerokich wychodni warstw łackich w okolicach Lipnicy Małej, Zubrzycy Górnej czy na południowy zachód od Sidziny. Ich miąższość sięga tu do około 1000 m.

Seria magurska – krynicka

1. Paleogen

a. Paleocen–eocen

Łupki czerwone i zielone z wkładkami piaskowców – łupki pstre. Łupki pstre występują jako wyodrębniony element facjalny w paleoceńsko-eoceńskiej sukcesji poszczególnych podjednostek oraz jako wkładki w wyższych elementach facjalnych – warstwach belowskich i hieroglifowych. Stanowią także tło osadowe dla kanałowych facji pasierbieckiej, czy osieleckiej. Litologicznie wykształcone są na całym obszarze podobnie. Są to zwykle łupki ilaste, rzadko wapniste, miękkie, barwy czerwonej, wiśniowej, zielonej, choć zdarzają się i wtrącenia o ciemnych barwach. Przeławicenia piaskowcowe w ich obrębie przypominają sąsiadujące w basenie i w profilu facje o typie piaskowców warstw hieroglifowych czy belowskich oraz kanałowych piaskowców typu pasierbieckiego, czy ciężkowickiego. Ogniwem to w podjednostce krynickiej jest wykształcone jak w pozostałych seriach. Jak wspomniano, utwory o litotypie łupków pstrych są typem tzw. sedymentacji tła, pokrywającej najczęściej obszary skłonów basenu. Te pokrywy w postaci łupków pstrych są rozcięte najczęściej kanałami i wypełnione gruboklastycznymi piaskowcami np. typu piaskowca pasierbieckiego. W obrębie strefy osiowej basenu i poniżej jego skłonu zazębiają się z innymi facjami. Stąd też łupki pstre występują w sąsiedztwie różnych facji basenowych. W zależności od miejsca osadzania w stosunku do lokalnego poziomu CCD mogą być margliste, a nawet tworzyć margle. Na obszarze arkusza rozprzestrzenione są sekwencje od paleocenu do eocenu, choć na obszarze Karpat czerwona sedymentacja trwała od kredy górnej. Często w ich obrębie znajdują się poziomy

odklucia. Ponadto są one elementem litologicznym melanży tektonicznych. Największe ich rozprzestrzenienie na obszarze arkusza widzimy w obrębie podjednostki bystrzyckiej. Natomiast w podjednostce krynickiej pojawiają się lokalnie w obrębie warstw magurskich w okolicy Orawki. Miąższość utworów to mniej niż 100 m.

b. Eocen

Piaskowce cienkoławicowe i łupki z wkładkami margli łączkich – warstwy beloweskie. Facja warstw beloweskich na badanym obszarze występuje w elementach tektonicznych rozprzestrzenionych na południe od pasma Babiej Góry i Policy – zaliczana jest tu do serii bystrzyckiej i krynickiej. Facja warstw beloweskich stanowi typowy przykład facji basenowej, najczęściej o typie turbidytów, w niektórych opracowaniach kartograficznych (Książkiewicz, 1971a), facje pierwotnie opisywano jako beloweskie, klasyfikując je później jako hieroglifowe. Problem rozpoznania wynika z podobieństwa tej samej basenowej facji rozprowadzanej w tej samej części basenu. Facje basenowe w tym rejonie tworzą ciąg depozycyjny – od facji inoceramowej przez beloweską aż do hieroglifowej (Jankowski i in., 2012). Jednakże w wielu miejscach, gdzie w poprzednich opracowaniachznaczono jej występowanie facja ta jest silnie zdeformowana tektonicznie i przyjmuje formy melanżu, a jej kontakty z innymi ogniwami są silnie zaburzone i niejednoznaczne. Utwory te są słabo związane, łatwo ulegają grawitacyjnym wpływom i stanowią główny składnik dających się wyróżnić w południowej części obszaru arkusza kompleksów chaotycznych. Dodatkowym utrudnieniem w kartowaniu jest jej litologiczne podobieństwo do facji inoceramowej, a w górnych częściach profilu do facji hieroglifowej. Zazębianie się tej facji z bardziej skłonową facją margli łączkich powoduje, że w jej obrębie zdarzają się wystąpienia typowych margli łączkich. Warstwy beloweskie wykształcone są zazwyczaj jako naprzemianległe kompleksy piaskowców i łupków o typie turbidytów, zwykle są one cienkoławicowe. Piaskowce są szare, szaroniebieskawe (przypominające facje inoceramową), wapniste, muskowitowe, z dużą ilością substancji organicznej i niewielką zawartością glaukonitu. Łupki warstw beloweskich są zwykle szare, szarozielonawe, wapniste. W dolnej części warstw beloweskich notowano soczewki gruboławiwych piaskowców, drobnoziarnistych słabo wapnistych piaskowców (Książkiewicz, 1971b). W dolnej części tego ogniw zdarzają się wkładki czerwonych łupków, ale w wyższej typowe są wkładki margli łączkich, będące młodszym elementem serii krynickiej i bystrzyckiej. W tej podjednostce obserwować je można w okolicy Orawki. Miąższość utworów nie przekracza 150 m.

Margle, piaskowce, zlepiénce i łupki – warstwy łączkie. W południowej części obszaru arkusza utwory te występują jedynie fragmentarycznie, zostały szerzej opisane

w podjednostce bystrzyckiej, gdzie osiągają największe miąższości. W podjednostce krynickiej osiągają co najwyżej 300 m. Fragment warstw łąckich stwierdzono w pobliżu skomplikowanej strefy tektonicznej w okolicy Orawki i ich klasyfikacja jest tu niejednoznaczna.

c. Eocen–oligocen

Piaskowce, głównie gruboławicowe, mikowe i łupki (piaskowce z Piwnicznej) – warstwy magurskie. Facja ta jest litologicznie tożsama z wyższym poziomem wydzielanym w tej strefie (warstwy z Kowańca). Stanowią ją głównie gruboławicowe piaskowce, średnio- i gruboziarniste o spoiwie ilasto-wapnistym. W tym rejonie, w odróżnieniu od strefy raczańskiej, licznie występuje muskowit, a ziarna glaukonitu są rzadsze. Głównymi składnikami jest kwarc, kwarc różowy, o źle obtoczonych ziarnach. W zlepieńcach występują ponadto skalenie, łupki krystaliczne. Wkładki gruboławicowych piaskowców widoczne są w okolicy Orawki. Warstwowanie w dolnych partiach ławic w piaskowcach jest frakcyjne, w górnych pojawia się laminacja równoległa lub skośna. Łupki są wapniste lub ilaste grubo łupiące się, rozpadające się muszlowo. Stosunek łupków do piaskowców jest nieznaczny. Znaczna ilość muskowitu była tu podstawą do nazwania tej facji piaskowcem magurskim w facji muskowitowej, w odróżnieniu od facji glaukonitowej. Miąższość utworów wynosi ok. 200 m.

Łupki i piaskowce cienkoławicowe (warstwy z Kowańca) – warstwy magurskie. Ten element facjalny występuje w południowo-wschodniej części obszaru w okolicy Orawki, dawniej określany jako warstwy hieroglifowe (Książkiewicz, 1971a), stanowi przedłużenie jego pasma z sąsiedniego arkusza Rabka (Paul, Ryłko, 1986). Stanowią one fragment profilu warstw magurskich rozdzielający je na poziom niższy (opisane poniżej piaskowce z Piwnicznej) oraz poziom wyższy, czyli piaskowce magurskie s.s. (popradzkie). Zdaniem autora istnieje prawdopodobieństwo, że warstwy z Kowańca są w istocie elementem basenowej sedymentacji o typie warstw hieroglifowych, a obydwa poziomy piaskowców magurskich są młodszą facją kanałową włożoną w starszą sedymentację warstw z Kowańca. Obecny układ profilu wynika z tektonicznego ścięcia nałożonych na siebie facji – basenowej i kanałowej. Ogniwem to obecnie jest słabo odsłonięte. Stanowią je głównie cienkoławicowe piaskowce, zielonkawe-szare. Relacja basenowa tego ogniw i piaskowców magurskich wymaga jednak badań terenowych na większym obszarze. Miąższość tego ogniw jest mniejsza niż 200 m.

Piaskowce, głównie gruboławicowe, mikowe i łupki (piaskowce popradzkie) – warstwy magurskie. Jak wspomniano, facja ta jest litologicznie tożsama z poziomem wydzielanym poniżej warstw z Kowańca. Stanowią ją głównie gruboławicowe

piaskowce, średnio- i gruboziarniste o spoiwie ilasto-wapnistym. Licznie występuje muskowit. Natomiast głównym składnikiem jest kwarc. W zlepieńcach występują ponadto skalenie, łupki krystaliczne. Wkładki gruboławicowych piaskowców widoczne są w okolicach Orawki. Warstwowanie jest frakcyjne w dolnych partiach ławic, w górnych laminacja równoległa lub skośna. Łupki są wapniaste lub ilaste grubo łupiące się, rozpadające się muszlowo. Miąższość wydzielenia w tej podjednostce sięga 500 m. Podział warstw magurskich w tym rejonie jest problematyczny i wymaga dodatkowych badań, brak wyraźnych różnic między piaskowcami z Piwnicznej a piaskowcami popradzkimi.

Czwartorzęd

Osady czwartorzędowe tworzą różnowiekowe, zróżnicowane genetycznie i litologicznie pokrywy o zmiennych miąższościach. Stratygrafię osadów czwartorzędowych ustalono głównie na podstawie kryteriów hipsometryczno-morfologicznych.

a. Plejstocen

Zlodowacenia północnopolskie

Głazy, bloki, żwiry i gliny moren czołowych, bocznych i dennych. Utwory te przez wiele lat były przedmiotem dyskusji co do ich genezy. Obecnie przyjmuje się ich związek ze zlodowaceniem Wisły. Rozwinięte są na północnych stokach masywu Babiej Góry (Wójcik i in., 2010; Łajczak, 2011, 2012). Występują one najczęściej u podnóża ścian skalnych masywu babiogórskiego stowarzyszone z widocznymi w morfologii cyrkami lodowcowymi. Dominują w nim zaokrąglone bloki skalne (Wójcik i in., 2010).

Żwir, piaski i gliny tarasów 10,0–40,0 m n.p. rzeki. Utwory te zostały rozpoznane m.in. w dorzeczu Skawicy (Książkiewicz, 1971a). Tworzą one tarasy i stożki napływowe wyniesione ok. 10–15 m nad dno doliny. Książkiewicz zalicza je do młodszego plejstocenu. Są to stożki i tarasy (zachowane u wylotu dolin) zbudowane z głównie z grubych żwirów. Podobnie w dolinie Sidzinki w tarasie o wysokości 18–20 m występują żwiry na cokole skalnym. Są to źle wysortowane żwiry, częściowo zaglinione.

Bloki, głazy i rumosze skalne różnej genezy (gołoborza). Wydzieleniem objęto grubookruchowe osady pokryw zwietrzelinowych typu gołoborza. Zajmują niewielkie powierzchnie na stokach grzbietów zbudowanych z gruboławicowych piaskowców magurskich, głównie w szczytowych partiach masywu Babiej Góry (Wójcik i in., 2010). Są to głazy o rozmiarach od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów. Grubookruchową pokrywę wypełnia drobny rumosz piaskowcowy, miejscami zagliniony i zapiaszczony.

Gliny, gliny lessopodobne, piaski oraz mułki (pyły) różnej genezy. Wspólnym wydzieleniem objęto gliniasto-pyłowate osady pochodzenia zwietrzelinowego, soliflukcyjnego i eolicznego. Są to gliny piaszczyste i pyłowate, rzadziej ilaste oraz mułki piaszczysto-ilaste. Ich litologia w znacznym stopniu zależy od utworów podłoża fliszowego. Miąższość tych osadów jest zmienna. Utwory soliflukcyjne powstawały najprawdopodobniej już w zimnych okresach plejstocenu. W holocenie zostały nadbudowane osadami deluwialnymi związanymi ze spłukiwaniem materiału ze stoków. Największe powierzchnie zajmują w południowej omawianego terenu m.in. w podstokowych obszarach doliny potoku Zubrzyckiego i Czarnej Orawki.

Iły, gliny, gliny z rumoszami skalnymi, głązy oraz bloki (pakiety fliszu), koluwalne. Wydzieleniem objęto osady różnych typów osuwisk, obrywów skalnych oraz złazisk materiału zwietrzelinowego. W skład koluwiów wchodzi fragmenty piaskowców, gliny, iły oraz tkwiące w nich drobne okruchy rumoszu łupkowego i piaskowcowego, bloki i głązy piaskowcowe oraz całe pakiety fliszu. Miejscami w obrębie jeziorów osuwiskowych występują niewielkie zagłębienia wypełnione łąkami, mułkami oraz torfami. Osady koluwalne wykazują jednak znaczne zróżnicowanie pod względem litologicznym. Ich wykształcenie zależne jest od budowy podłoża, na którym rozwinęło się osuwisko.

Na obszarze arkusza osuwiska występują głównie w północnej części obejmując niekiedy znaczne powierzchnie ([tabl. I](#)), największe na stokach masywów Babiej Góry i Policy. Występowanie osuwisk związane jest z właściwościami podłoża skalnego (większość na granicy masywnych piaskowców magurskich i starszych wydzieleni serii magurskiej). Ponadto powstanie i rozwój osuwisk wiąże się również z występowaniem i przebiegiem uskoku, ale też istotne znaczenie ma rozwój osuwisk na obszarach charakteryzujących się tektoniką spływową (Jankowski i in., 2012). Miąższość koluwiów jest zróżnicowana.

Żwirry, głązy, piaski, gliny i iły rzeczne tarasów zalewowych 3,0–12,0 m n.p. rzeki. Utwory te występują m. in. wzdłuż doliny Skawicy, przedzielane lokalnymi przełomami. Wysokość ich zwiększa się w dół rzeki. Szerokie tarasy widoczne są w Zawoi–Widłach u zbiegu dwu potoków, Wilcznawki i Jaworzyny. Podobnie też rozwinięte są tarasy w dolnym biegu Skawicy. Tarasy te są żwirowe, położone na cokole skalnym, głównie piaskowców magurskich. Grubszy materiał stwierdzono na tarasach rozwiniętym wzdłuż potoku spływającego z północnych stoków Babiej Góry, gdzie prawdopodobnie utwory tarasowe zazębiają się z materiałem osuwisk. Tarasy te rozwinięte są także w południowej części terenu m.in. w dolinie Sidzinki (drobniejszy materiał żwirowy) oraz dorzeczu Czarnej Orawy. Stosunkowo szeroki poziom tarasowy występuje wzdłuż potoków spływających z Babiej Góry w Lipnicy Wielkiej, Małej i Zubrzycy w górnej ich części.

Żwiry, głazy piaski, gliny, iły, mułki rzeczne tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki oraz den dolinnych i kamieńców. Tarasy te zostały kartograficznie wyróżnione w dolinach głównych rzek i mniejszych potoków. Występują powszechnie na obszarze arkusza, brak ich jedynie w przełomowych dolinach potoków na północny, czy wzdłuż doliny Czarnej Orawy. Charakteryzują się stosunkowo grubym materiałem, zwłaszcza w północnej części obszaru w potokach spływających ze szczytu Babiej Góry, czy pasma Policy. Położone są na cokołach skalnych, w północnej części zwykle zbudowanych z piaskowców magurskich. W dnach doliny występują kamieńce zbudowane zwykle ze słabo i średnio obtoczonych żwirów oraz głazów, głównie piaskowców magurskich. W żwirach stwierdzono cienkie (od kilku do kilkudziesięciu centymetrów miąższości) wkładki piasków, iłów lub mułków.

Torfy i namuły torfiaste zagłębień bezodpływowych. Utwory te zostały wyróżnione na północnych stokach Babiej Góry, zajmują niewielkie powierzchnie. Obejmują nierozdzielone osady zagłębień, o niskim spadku terenu.

B. TEKTONIKA

Cały obszar arkusza Zawoja zbudowany jest z utworów jednostki magurskiej. Jak wspomniano, tradycyjnie wydziela się w niej kilka podjednostek tektonicznych (Koszarski i in., 1974) ([tabl. II](#)). Jednak na badanym obszarze nie obserwuje się wyraźnej różnicy w profilach sukcesji osadowych zaliczanych do poszczególnych podjednostek (raczańskiej, bystrzyckiej czy krynickiej). Ponadto trudno jest dokładnie, kartograficznie ustalić granice tektoniczne pomiędzy nimi. Obserwowane w wielu miejscach relacje tektoniczne wskazują na reaktywację pierwotnych stref nasunięć już w reżymie ekstensyjnym. Obserwowane w odsłonięciach kontakty tektoniczne nie wykazują układu nasuniętych ku północy silnie zredukowanych elementów tektonicznych (łusek), ale skomplikowane struktury o typie tzw. struktur kwiatowych.

Omawiany teren, podobnie jak cały obszar Karpat zewnętrznych, przeszedł wiele etapów deformacji tektonicznych (Aleksandrowski, 1985; Mazzolli i in., 2010; Jankowski, Probulski, 2011), istotne znaczenie zdaje się mieć etap kolapsu orogenicznego, który w znacznym stopniu zdecydował o obecnym obrazie kartograficznym tego regionu.

Należy zauważyć bardzo wyraźną różnicę w charakterze rozwoju tektonicznego między strefą północną obszaru, a południową. Część południowa (na południe od Babiej Góry) wykazuje wyraźną defragmentację – brak tu zwartych profili i widoczne jest ich silne rozczłonkowanie, z wyraźnie zaznaczającymi się w rzeźbie terenu blokami facji bardziej odpornych na wietrzenie i roztarcie (piaskowców magurskich, czy margli łąckich). Z mniej odpornych sukcesji uformowane są strefy melanży

tektonicznych wykazujących silne roztarcie. Proces rozfragmentowania południowych stoków Babiej Góry wynika z procesu kolapsu orogenicznego i obsunięcia (rozwlęczenia) południowej części masywu w kierunku basenu orawsko-nowotarskiego (Jankowski, Margielewski, 2012).

Część północna arkusza wykazuje bardziej zwartą budowę tektoniczną i mniejsze zaburzenia – dominują tu jednak strefy tektoniczne związane także z procesami kolapsu orogenicznego – formuje się tu szereg uskoków normalnych o kierunku obniżania ku północy aż do strefy Skawicy.

Podjednostka krynicka zajmuje się w południowo-wschodniej części obszaru arkusza. Jej profil stanowią warstwy magurskie. Wydzielono tu zarówno piaskowce typu magurskiego s.s., jak i ich starszy element, tzw. warstwy z Piwnicznej – nieróżniące się w charakterze od typowych piaskowców magurskich. Ponadto w profilach stwierdzono warstwy łąckie i starsze warstwy beloweskie oraz rzadko odsłonięte poziomy łupków pstrych (tabl. III). Poszczególne facje mają przebieg ENE–WSW. Istotnym problemem (podobnie jak i w innych miejscach obszaru arkusza) jest wytyczenie przebiegu granicy podjednostki krynickiej i bystrzyckiej (sądeckiej). Strefa ścięcia nawiązująca do tej granicy wyznaczonej na sąsiednim arkuszu (Paul, Ryłko 1986) widoczna jest jedynie w potoku Czarna Orawka – ku zachodowi nie ma możliwości jej dokładnego wytyczenia. Jak wspomniano, brak tu charakterystycznych facji jednoznacznie definiujących strefę krynicką czy bystrzycką. Wspomniana strefa ścięcia wykazuje cechy reaktywacji – mogła zostać reaktywowana jako uskok przesuwczy. Utworzona została tutaj tzw. struktura kwiatowa. Uskoki normalne widoczne w odsłonięciach wskazują na dodatkowy etap deformacji tektonicznych, po etapie kompresji.

Największy fragment badanego obszaru zajmuje podjednostka bystrzycka (sądecka). Rozkład facji jest w niej podobny jak w podjednostce krynickiej. W tej strefie nie można mówić o pasowo, regularnie przebiegających, ciągłych elementach tektonicznych. Ku zachodowi strefa ta wykazuje cechy wyraźnego zdefragmentowania tektonicznego (blok Lipnicy, tabl. II) i jest rozdzielana strefami nieciągłości – licznie widoczne są strefy melanży tektonicznych (Jankowski i in., 2012) rozdzielających poszczególne fragmenty profilu. W niektórych odsłonięciach (odsłonięcia w potokach w Lipnicy Małej, Lipnicy Wielkiej, Zubrzyce) można mówić o szczególnej litologii typu bloki w matriks. Poszczególne bloki lub fragmenty profilu, najczęściej margli łąckich czy piaskowców magurskich, rozdzielane są szerokimi strefami melanży tektonicznych (słabe odsłonięcie terenu uniemożliwia dokładne wykartowanie stref melanżu; fig. 1, 2). Warto dodać, że strefy melanży widoczne są na znacznej przestrzeni, od rejonu na południu obszaru arkusza aż do okolicy masywu Babiej Góry.

Rejon północny obszaru arkusza wraz z masywem (blokiem) Babiej Góry jest mniej zuskokowany, chociaż potężna strefa uskokowa przebiegająca przez dolinę potoku Zubrzyckiego i Jaworzynkę odcina masyw Babiej Góry (zwany niekiedy łękiem Babiej Góry) od inaczej zdeformowanego

rejonu wschodniego. Najbardziej północny fragment terenu stanowi zaliczana do podjednostki raczańskiej synklina Zawoi wypełniona warstwami magurskimi (tabl. III). Ogranicza ją od południa pas wystąpień warstw hieroglifowych. Strefa kontaktu warstw hieroglifowych z warstwami magurskimi od północy może być strefą kontaktową i reaktywowanym nasunięciem. Pas warstw hieroglifowych przechodzi ku południowi w synklinę Policy, którą od następnego elementu synklinalnego oddziela strefa Policznego, której charakter wymaga dokładniejszego rozpoznania, bo jest ona prawdopodobnie reaktywowaną, pierwotnie nasuwczą, strefą. Granica między jednostkami biegnąca na południe od masywu Babiej Góry w kierunku północno-wschodnim jest silnie zdeformowaną strefą (prawdopodobnie reaktywowaną w kilku etapach), o skomplikowanej geometrii – zdaje się tworzyć strukturę kwiatową. Taki właśnie charakter ma zarówno strefa graniczna między podjednostką raczańską a bystrzycką, ale też struktura Sidziny (tabl. II), której układ wskazują tu także na rodzaj struktury przyprzesuwczej (rodzaj struktury typu końskiego ogona).

Istotne znaczenie dla obrazu tektonicznego obszaru mają liczne, różnej skali, strefy uskokowe, o charakterze uskoku normalnych (widoczne w odsłonięciach). Rozdzielają one obszar arkusza na szereg bloków, powodując rozbicie pierwotnych, ułożone jeszcze na etapie kompresji (w istocie transpresji) stref tektonicznych. Uskoki te mają niekiedy charakter uskoku schodkowych (*relay ramps*, fig. 4).



Fig. 4. Zawoja. Uskoki o typie *relay ramps*

Uskoki te mają swoje odzwierciedlenie w morfologii terenu. Formowanie stref uskokowych (o charakterze uskoków normalnych), rozpad obszaru i proces grawitacyjnego obsuwania bloków (Jankowski, Margielewski, 2014, 2021) widoczne są w rzeźbie terenu – na południe od masywu Babiej Góry występuje szereg rozrzuconych nieregularnie, izolowanych masywów np. Sokolicy. Głównych strefy uskokowe na obszarze arkusza mają przebieg SSE–NNW. Powstawanie uskoków normalnych jest związane z procesem tworzenia tzw. zapadliska orawsko-nowotarskiego powstałego w pobliżu południowej granicy terenu. Ich formowanie jest związane z procesem kolapsu orogenicznego (Mazzoli i in., 2010; Jankowski, Probulski, 2011).

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Otwór Zawoja 1 (otw. 1) dokumentuje przeszłość geologiczną obszaru stanowiącego podłoże Karpat, jak też rozwoju basenowy basenu Karpat zewnętrznych w sąsiedztwie subbasenu magurskiego (tab. 1). Utwory karbonu i tzw. permo-triasu, stanowiące podłoże nasuniętego orogenu Karpat, są elementem sukcesji starszych przedalpejskich etapów rozwoju obszaru. Starsze paleozoiczne utwory przykryte są utworami mezozoiku (tzw. facje epikontynentalne), które mają łączność basenową z systemami depozycyjnymi formującego się w wyniku rozpadu krawędzi platformy europejskiej basenu Karpat.

Historię rozwoju basenu karpackiego można podzielić na: etap ekstensyjnego formowania przestrzeni basenowej (poszerzania) i etap zamykania, rozpoczęty w kredzie uformowaniem tzw. basenu przedpola (*foredeep basin*) na przedpolu wcześniej zestalonego fragmentu orogenu, tradycyjnie zwanego Karpatami wewnętrznymi. Depozycja w basenie przedpola charakteryzuje się pojawieniem się tzw. facji fliszowych (etap fliszowy).

Na sukcesje tektonicznych elementów (tzw. jednostek) orogenu Karpat składają się utwory deponowane w czasie etapu ekstensyjnego poszerzania basenu (np. facje cieszyńskie, wierzowskie czy lgockie), które stanowią podłoże osadowe dla później deponowanych facji – facji basenu przedpola (*sensu* De Celes, Giles, 1996). I tak np. szeroko rozprzestrzeniona facja lgocka jest podłożem osadowym młodszych utworów i stanowi wspólny element sukcesji różnych uformowanych później jednostek tektonicznych – może być zarówno elementem sukcesji jednostki magurskiej, jak i śląskiej – co ukazuje profil otworu Zawoja 1 (otw. 1).

W okresie kredy górnej i paleocenu rozwijały się facje charakteryzujące różne fragmenty basenu. Bardziej północna część zwana subbasenem śląskim charakteryzowała rozwój facji o typie wypełnienia półrowów, czyli warstw istebniańskich, nawierconych jedynie w otworze Zawoja 1 (otw. 1), ale jej facjalnym odpowiednikiem na obszarze subbasenu magurskiego jest rozprzestrzeniona

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
C z w a r t o r z ę d	H o l o c e n			Torfy i namuły torfiaste zagłębień bezodpływowych — Q_h Żwiry, głazy, piaski, gliny, mułki i ropy rzeczne tarasów zalewowych 0,5–4,0 m. n.p. rzeki oraz den dolinnych i kamieńców — $Q_h^{(2)}$ Żwiry, głazy, piaski, gliny, mułki i ropy rzeczne tarasów zalewowych 3,0–8,0 m n.p. rzeki — $Q_h^{(1)}$ Iły, gliny, gliny z rumoszami skalnymi, głazy oraz bloki (pakiety fliszu), koluwalne — Q_h^k Gliny, gliny lessopodobne, piaski oraz mułki (pyły) różnej genezy — Q_h^g	Akumulacja osadów organicznych w strefach zastoiskowych Akumulacja rzeczna w dnach dolin Powstawanie tarasów zalewowych Erozja wgłębna rzek i potoków, rozcinanie pokryw akumulacyjnych Grawitacyjne ruchy masowe (osuwickowe), akumulacja osadów koluwalnych i zwietrzelinowych Procesy wietrzenia, akumulacja osadów zwietrzelinowych
	P l e j s t o c e n	Złodowacenia północnopolskie		Bloki, głazy i rumosze skalne różnej genezy (gołoborza) — Q_{p^4} Żwiry, piaski i gliny tarasów 10,0–40,0 m n.p. rzeki — $Q_{p^4}^{(1)}$ Głazy, bloki, żwiry i gliny moren czołowych, bocznych i dennych — $Q_{p^4}^g$	Wietrzenie w warunkach peryglacjalnych Akumulacja rzeczna Erozja wgłębna rzek, powstawanie tarasów Wietrzenie w warunkach peryglacjalnych
N e o g e n	M i o c e n	Miocen dolny–środkowy		Iły, zlepieńce, ropy oraz margle z blokami skał fliszowych wolistolich (formacja z Zawoi, z Sucheja) – formacja molasowa — $M_{1-2} [pK]^*$	Zamknięcie basenu przedpola Formowanie klina orogenicznego – odkłuwanie kolejnych elementów tektonicznych i stopniowe budowanie orogenu
		Miocen dolny		ropy, bloki w matriks melanże tektoniczne, kompleksy chaotyczne i kompleksy spływowe – warstwy z Gorlic — M_1	Powstawanie dolin większych rzek w procesie ekstensji wzdłużnej Formowanie stref melanży tektonicznych Procesy kolapsu orogenicznego, formowanie sieci rzecznej wzdłuż stref uskokowych Proces rozpadu Karpat
P a l e o g e n	Oligocen			Piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe oraz łupki – warstwy menilitowe i krośnieńskie dolne (nierozdzielone) — $OL [ś]$	Sedymentacja nadpryzmowa – rozciągnięcie zasięgu basenu przedpola na obszar sformowanego orogenu
	Eocen–oligocen			Piaskowce głównie gruboławicowe, glaukonitowe, mikowe i łupki (piaskowce popradzkie) – warstwy magurskie — $E-OL [mkry] [mb] [mr]$ Łupki i piaskowce cienkoławicowe (warstwy z Kowańca) – warstwy magurskie — $E-OL [mkry]$ Piaskowce głównie gruboławicowe, mikowe i łupki (piaskowce z Piwnicznej) – warstwy magurskie — $E-OL [mkry]$	Sedymentacja w basenie przedpola

P a l e o g e n	E o c e n			Piaskowce cienkoławicowe i łupki – warstwy hieroglifowe — $_{pcl}E$ [mb] [mr] Piaskowce gruboławicowe (piaskowce osieleckie) — $_{pc}E$ [mr] Piaskowce gruboławicowe (piaskowce pasierbieckie) — $_{pc}E$ [mr] Margle, piaskowce, zlepienie i łupki – warstwy łąckie — $_{mc}E$ [mkry] [mb] Piaskowce cienkoławicowe i łupki z wkładkami margli łąckich – warstwy belowskie — $_{pc}E$ [mkry] [mb]	Sedymantacja turbidytowa w osi basenu Formowanie kanałów w obrębie skłonów basenu – gwałtowne spadki poziomu morza Sedymantacja płytkowodna w strefach szelfowych i skłonowych Sedymantacja turbidytowa w osi basenu
	Paleocen–eocen			Łupki czerwone i zielone z wkładkami piaskowców – łupki pstre — $_{lpc}Pc-E$ [mkry] [mb] [mr] [ś]	Sedymantacja pelagiczna
	Paleocen			Piaskowce gruboławicowe i zlepienie – warstwy istebniańskie górne — $_{pc}Pc$ [ś]	Sedymantacja w osi basenu i na północnych skłonach
Kreda–paleogen	Kreda górna–paleocen			Piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe z wkładkami łupków pstrych – warstwy inoceramowe — $_{pc}Cr_3-Pc$ [mb]	Uformowanie basenu przedpola na przedpolu Karpat zewnętrznych – zasilanie basenu z obu stron, migracja centrum depozycji Przejęcie do sedymantacji pelagicznej – wzrost poziomu morza
Kreda	Kreda dolna			Piaskowce i łupki z wkładkami piaskowców gruboławicowych – warstwy łgockie — $_{pcl}Cr_1$ [ś] + [m]	Depozycja w basenie w reżimie ekstensyjnym, formowanie stożków turbidytowych
Perm + trias				Piaskowce, mułowce i łupki — $_{pc}P+T$ [pK]	Sedymantacja płytkowodna związana z rozpadem kontynentu Pangei, formowanie basenu Karpat
Karbon	Karbon górny			Piaskowce drobnoziarniste, mułowce i łupki ciemnoszare i czarne — $_{pcd}C_3$ [pK]	Płytkowodna morska i brakiczna sedymantacja na przedpolu (rów przedgórski) orogenu waryscyjskiego

* [mr] – seria magurska – raczańska, [mb] – seria magurska – bystrzycka, [mkry] – seria magurska – krynicka, [ś] – seria śląska, [ś] + [m] – seria magurska + seria śląska, [pK] – podłoże Karpat

basenowo typowa już turbidytowa facja warstw inoceramowych. Relacja regionu facjalnego warstw istebniańskich i inoceramowych jest ciągle niejasna.

Facja inoceramowa jest szeroko rozprzestrzeniana w całym basenie karpackim, a także w sub-basenie magurskim. Górnokredowo-paleoceńskie warstwy inoceramowe są najstarszymi występującymi na powierzchni utworami na obszarze arkusza. Odsłonięte są jedynie fragmentarycznie na południe od masywu Babiej Góry. Kontynuacją facji inoceramowej są w tej części subbasenu magurskiego utwory facji belowskiej i wreszcie hieroglifowej (Jankowski i in., 2012). Facja

inoceramowa, w której materiał był rozprowadzany przez prądy zawieszinowe i zazębiał się w obrębie basenu z pokrywami skłonów jak np. z facją łupków pstrych, czy margli łączkich. Kierunki transportu materiału klastycznego obserwowane w piaskowcach warstw inoceramowych wskazują na obszar źródłowy usytuowany na północnym wschodzie. Od późnego paleocenu do eocenu górnego na obszarze tym obserwujemy zmianę w charakterze sedymentacji części magurskiej. Pojawiają się analogicznie jak w jednostce śląskiej kanałowe piaskowce typu ciężkowickiego wkładane w utwory pelagicznego tła tzw. pstrych łupków. W wyższym eocenie środkowym i eocenie górnym trwała sedymentacja o typie warstw hieroglifowych deponowanych jako turbidyty piaszczyste o niskiej gęstości spływu i turbidyty mułowcowe. Facje łupków pstrych i warstw hieroglifowych lateralnie się zazębiały. W oligocenie dolnym trwała jeszcze sedymentacja piaskowców magurskich w lokalnych fragmentach subbasenu magurskiego, a możliwe że i w całym. Cały basen karpacki pokrywały w oligocenie dolnym facje anoksyczne o charakterze warstw menilitowych, rozwijała się też sedymentacja o typie warstw krośnieńskich (Jankowski i in., 2019). Proces nasuwania i zamykania basenu Karpat stowarzyszony był ze schodzeniem potężnych spływów grawitacyjnych w obręb resztkowego morza warstw krośnieńskich. Podobny w charakterze był proces tworzenia basenu przedgórze, który w południowej części przed nasuwającym się orogenezą był wypełniany chaotyczną sedymentacją (typ formacji z Zawoi). Po sfałdowaniu i dźwignięciu Karpat rozpoczęło się formowanie rzeźby opisywanego obszaru. W pliocenie w wyniku następujących po sobie ruchów wypiętrzających i okresów względnego spokoju tektonicznego powstały poziomy zrównań. Rozpoczął się również proces kształtowania współczesnego systemu sieci rzecznej. W czwartorzędzie po utworzeniu się poziomu przydolinowego nastąpiło znaczne pogłębienie dolin rzecznych oraz powstał system tarasów rzecznych. Istotne znaczenie dla regionu babiogórskiego miał proces powstawania lokalnych zlodowaceń. Zaznaczył się on wytworzeniem szeregu form morfologicznych kształtujących tę część terenu. Prawdopodobnie lodowce rozwijały się we wszystkich zimnych okresach plejstocenu jednak zachowały się jedynie utwory zlodowaceń północnopolskich w formie różnego typu moren i gołoborzy. W czasie zlodowaceń następowało także składanie osadów soliflukcyjnych u podnóży stoków oraz akumulacja aluwii, a w okresach interglacialnych ich rozcinanie oraz pogłębianie den dolin. Ze schyłkiem plejstocenu i z holocenem związany był proces tworzenia się osuwisk. Współcześnie w dnach dolin ma miejsce akumulacja osadów rzecznych. U wylotu dolin bocznych rozbudowują się stożki napływowe. Na stokach odmładzają się stare lub powstają nowe osuwiska, zachodzi proces spłukiwania i tworzenia się pokryw deluwialnych.

IV. PODSUMOWANIE

W czasie prac kartograficznych uszczegółowiono rozpoznanie budowy geologicznej obszaru arkusza Zawoja. Uściślono przebieg głównych stref uskokowych najczęściej o kierunkach NE–SW. Wykartowano kompleksy chaotyczne wynikające z ekstensyjnego rozpadu południowego fragmentu masywu Babiej Góry. Dalszych prac wymaga rozpoznanie wiekowych relacji pokrywy piaskowców magurskich. Uzupełniono obraz kartograficzny o mapę osuwisk.

Kraków, 2013 r.

LITERATURA

- Aleksandrowski P., 1989 — Geologia strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry. *Stud. Geol. Pol.*, 96.
- Alexandrowicz S.W., 1978 — The northern slopes of Babia Góra Mt. as a huge rock slump. *Stud. Geomorph. Carp.-Balcan.*, 12: 133–148.
- Bieda F., 1946 — Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 16: 1–52.
- Bieda F., Jednorowska A., Książkiewicz M., 1967 — Stratigraphy of the Magura Series around Babia Góra. *Biul. Inst. Geol.*, 211.
- Bieda F., Książkiewicz M., 1958 — W sprawie wieku piaskowca Babiej Góry. *Kwart. Geol.*, 2, 4: 841–856.
- Blaicher J., 1961 — Poziom wapiennej mikrofauny w górnym eocenie serii magurskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 166.
- Boratyn J., Bąk M., Wyderski P., 2011 — Mapa osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi (MOTZ) w skali 1:10 000, gmina Zawoja, pow. suski, woj. małopolskie. (Dane z zasobów Państwowego Instytutu Geologicznego–Państwowego Instytutu Badawczego).
- Boratyn J., Bąk M., Wyderski P., 2011 — Objasnienia do Mapy osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1:10 000, gmina Zawoja, pow. suski, woj. małopolskie. (Dane z zasobów Państwowego Instytutu Geologicznego–Państwowego Instytutu Badawczego).
- Gedl P., 1997 — Palynological study of an olistolith from the so called Sucha Formation, Zawoja 1 borehole (Flysch Carpathians, Poland): age and paleoenvironment. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 67: 203–215.
- Gotkiewicz M., Szaflarski J., 1934 — Dyluwialne i predyluwialne poziomy dolinne na Orawie. *Wiad. Służby Geogr.*, 8.
- Jankowski L., 2007 — Kompleksy chaotyczne w rejonie gorlickim (polskie Karpaty zewnętrzne). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 426: 27–52.
- Jankowski L., Probulski J., 2011 — Rozwój tektoniczno-basenowy Karpat zewnętrznych na przykładzie budowy geologicznej złoża Grabownica, Strachocina i Łodyna oraz ich otoczenia. *Geologia*, 37, 4: 555–583.
- Jankowski L., Kopciowski R., Ryłko W., 2012 — Stan wiedzy o budowie geologicznej Karpat zewnętrznych pomiędzy rzekami Białą a Riscą – dyskusja. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 449: 203–216.
- Jankowski L., Margielewski W., Garecka M., Kowalska S., 2019 — Skalisty fragment koryta Skawicy w Zawoi z asocjacją różnowiekowych uskoków. W: Od podnóża Tatr po brzeg Karpat. Współczesne wyzwania kartografii geologicznej. (L. Jankowski, red.). Conference Materials: 59–65.

- Jankowski L., Margielewski W., 2014 — Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat zewnętrznych – nowe spojrzenie. *Prz. Geol.*, **62**, 1: 29–35.
- Jankowski L., Margielewski W., Urban J., 2012 — Strukturalne i litofacjalne uwarunkowania rozwoju rzeźby polskich Karpat zewnętrznych. Beskid Niski–Beskid Sądecki–Babia Góra–Dukla–Piwniczna–Zawoja. 3. Warsztaty Geomorfologii Strukturalnej. 25–28.09.2012.
- Jankowski L., Margielewski W., 2021 — Geological control of young orogenic mountain morphology; From geomorphological analysis to reinterpretation of geology of the Outer Western Carpathians. *Geomorphology* 386(2):107749. DOI: 10.1016/j.geomorph.2021.107749.
- Jankowski L., Wysocka A., 2019 — Occurrence of clastic injectites in the Oligocene strata of the Carpathians and their significance in unravelling the Paleogene and Neogene evolution of the Carpathian orogeny (Poland, Ukraine and Romania). *Geol. Quart.*, **63**, 1:106–125.
- Jawor W., Brzostowska M., 1990 — Dokumentacja wyników otworu poszukiwawczego Zawoja 1. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.
- Jednorowska A., 1966 — Zespoły małych otwornic w warstwach jednostki magurskiej rejonu Babiej Góry i ich znaczenie stratygraficzne. W: Przew. 39. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Babia Góra.
- Jodłowski J., Dobosz T., Poroszewski K., 2011 — Mapa osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi (MOTZ) w skali 1:10 000, gmina Lipnica Wielka, pow. nowotarski, woj. małopolskie. (Dane z zasobów Państwowego Instytutu Geologicznego–Państwowego Instytutu Badawczego).
- Jodłowski J., Dobosz T., Poroszewski K., 2011 — Objasnienia do Mapy osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1:10 000, gmina Lipnica Wielka, pow. nowotarski, woj. małopolskie. (Dane z zasobów Państwowego Instytutu Geologicznego–Państwowego Instytutu Badawczego).
- Kondracki J., 2009 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kopciowski R., 2007 — Rozwój facjalny i paleogeografia podjednostki Siar płaszczowiny magurskiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 426: 91–114.
- Książkiewicz M., 1948 — Stratygrafia serii magurskiej na przedpolu Babiej Góry. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 48: 1–35.
- Książkiewicz M., 1953 — Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. *Geologia Regionalna Polski*, 1. Karpaty, 2. Tektonika. Pol. Tow. Geol., Kraków: 305–362.
- Książkiewicz M., 1958 — Stratygrafia serii magurskiej w Beskidzie Średnim. *Biul. Inst. Geol.*, 135: 43–96.
- Książkiewicz M., 1963 — Zarys geologii Babiej Góry. Babiogórski Park Narodowy. Zakł. Ochr. Przyr. PAN, Kraków.
- Książkiewicz M., 1966 — Geologia regionu babiogórskiego. W: Przew. 39. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Babia Góra.
- Książkiewicz M., 1971a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Zawoja (1031). Inst. Geol., Warszawa.
- Książkiewicz M., 1971b — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Zawoja (1031). Inst. Geol., Warszawa.
- Książkiewicz M., 1973 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sucha Beskidzka (1014). Inst. Geol., Warszawa.
- Książkiewicz M., 1974 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sucha Beskidzka (1014). Inst. Geol., Warszawa.

- Książkiewicz M., Koszarski L., Sikora W., Wdowiarz S., 1974 — The Flysch Carpathians, Polish Carpathians. W: Tectonics of the Carpathian-Balkan regions (M. Mahel, red.). Geol. Ústav. D. Štúra. Bratislava: 180–197.
- Leško B., Porubský A., 1965 — Ku geologii vrhu B – 2 v oravskej Polhore. *Geol. Pr. Zpr.* 35.
- Łajczak A., 1996 — Środowisko abiotyczne Pilska ze szczególnym uwzględnieniem obszaru odszczytowego. *Studia Naturae*, 41: 13–32.
- Łajczak A., 2004 — Rzeźba Babiej Góry a próba oceny wieku koluwiów. W: Pokrywy stokowe gór średnich strefy umiarkowanej i ich znaczenie paleogeograficzne. Warsztaty Geomorfologiczne, Babia Góra (A. Łajczak, red.). UŚ., Sosnowiec: 16–21.
- Łajczak A., 2007 — Modelowanie stoków Babiej Góry (1725) pod wpływem osuwisk i spływów gruzowych, Zachodnie Beskidy. W: Sborník abstraktů a exkurzní průvodce. Stav geomorfologických výzkumů v roce 2007. Mezinárodní geomorfologická konference Malenovice 2.–4. Dubna 2007, Ostrava 2007, *Geomorfologický sborník* 6.
- Łajczak A., 2012 — Rzeźba strukturalna masywu Babiej Góry. W: Strukturalne i litofacjalne uwarunkowania rozwoju rzeźby polskich Karpat zewnętrznych. Beskid Niski–Beskid Sądecki–Babia Góra–Dukla–Piwniczna–Zawoja (L. Jankowski, W. Margielewski, J. Urban, red.). 3. Warsztaty Geomorfologii Strukturalnej. 25–28 09.2012.
- Łajczak A., 2013 — Relief development of a highly elevated monoclinical Babia Góra range (1725) built by Magura sandstone, Western Carpathian Mts. W: Sandstone Landscapes. Diversity, Ecology and Conservation. (P. Migoń, M. Kasprzak, red.). Proc. of the Wrocław University: 100–105.
- Matějka A., Chmelík F., 1955 — Zpráva o geologickém výzkumu a mapování magurského flyše v povodí Bílé Oravy. Manuskript-Archiv. Ústř Úst. Geol., Praha
- Matějka A., Roth Z., 1952 — Zpráva o geologických výzkumech magurského flyše v povodí Bílé Oravy. *Věstn. Ústř Úst. Geol.*, 27.
- Matějka A., Roth Z., 1954 — Zpráva z přehlednem geologickém výzkumu magurské jednotky v povodí Oravy v r. 1954. Zprávy o geol. Vyzk. Ustr. Úst. Geol., Praha.
- Mazzoli S., Jankowski L., Szaniawski R. i Zattin M., 2010 — Low-T thermochronometric evidence for post-thrusting (<11 Ma) exhumation in the Western Outer Carpathians, Poland. *Comptes Rendus Geoscience*, 342: 162–169.
- Menčík E., Pesl V., 1964 — Kotazce Stratigrafické a tektonické poměry subslezského příkrovu na listě Nový Jičín. *Sborn. Ústř Úst. Geol.*, 21, 1.
- Moryc W., 2005 — Rozwój badan utworów miocenu w Karpatach zachodnich na obszarze Bielsko–Kraków. *Geologia*, 31, 1: 5–73.
- Niemirowski M., 1963 — Szkic geograficzny regionu Babiogórskiego. W: Babiogórski Park Narodowy (W. Szafer, red.). Wyd. Popularnonauk. Zak. Ochrony Przyrody PAN, 22:21–43
- Niemirowski M., 1964 — Rola współczesnych procesów morfogenetycznych w kształtowaniu rzeźby podszczytowej partii Babiej Góry. *Zesz. Nauk. UJ*, 88, *Pr. Geogr.*, 10: 45–75
- Nowak J., 1937 — Sur l'ge du grés de Magura dans la région de Babia Góra. *Bull. Intern. Acad. Pol., Sec.A*.
- Paul K.M., 1868 — Die nördliche Arva. *Jb. Geol. Reichsanstalt*, 18.
- Paul Z., Ryłko W., 1986 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rabka (1032). Inst. Geol., Warszawa.
- Paul Z., Ryłko W., 1987 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, 1:50 000, ark. Rabka (1032). Inst. Geol., Warszawa.

- Paul Z., Wieser T., 1989 — Geneza i pozycja geologiczna margli łąckich. Spraw. z Pos. Oddz. Karpackiego. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Sawicki L., 1913 — Krajobrazy lodowcowe Zachodniego Beskidu. *Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU, Ser. 3*, 1: 1–22.
- Sikora W., Żytko K., 1960 — Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. *Biul. Inst. Geol.*, 141.
- Starkel L., 2003 — Are the planation surfaces still existing in the flysch Carpathians? *Geomorphol. Slovaca*, 3, 1.
- Szajnocha W., 1902 — Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 11.
- Tietze E., 1887 — Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Krakau. *Jb. Geol. Reichsandst.*, 37, 12.
- Wójcik A., Rączkowski W., Mrozek T., Nescieruk P., Marcieniec P., Zimnal Z., 2010 — Babiogórski Park Narodowy. Mapa geologiczno-turystyczna 1:30 000. Państw. Inst. Geol.-PIB., Warszawa.
- Zapałowicz H., 1880 — Roślinność Babiej Góry pod względem geograficzno-biologicznym. *Spraw. Kom. Fizj. AU*, 14.
- Zejszner L., 1832 — Mitteilung über eine Reise nach der Babia Góra. Leonhard's Jahrbuch, fide Tietze, 1888.
- Ziętara K., Ziętara T., 1958 — O rzekomo glacialnej rzeźbie Babiej Góry. *Rocz. Nauk.-Dydakt. WSP Kraków*, 28, *Geografia*, 8 :55–77.
- Ziętara T., 1962 — O pseudoglacialnej rzeźbie Beskidów Zachodnich. *Rocz. Nauk.-Dydakt. WSP w Krakowie, Pr. Geogr.* 2.
- Ziętara T., 1964 — O odmładzaniu osuwisk w Beskidach Zachodnich. *Rocz. Nauk.-Dyd. WSP Kraków. Pr. Geogr.* 3, 22.
- Ziętara T., 1968 — Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. *Pr. Geogr. IG PAN*, 60.
- Ziętara T., 1968 — W sprawie klasyfikacji osuwisk w Karpatach fliszowych. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN, Oddz. w Krakowie*, 11, 1: 354–357.
- Ziętara T., 1969 — W sprawie klasyfikacji osuwisk w Beskidach Zachodnich. *Stud. Geomorph. Carp.-Balcan.*, 3.
- Ziętara T., 1989 — Rozwój teras krioplanacyjnych w obrębie wierzchowiny Babiej Góry w Beskidzie Wysokim. *Folia Geograph., Ser. Geograph. Physica* 21, 79–92.
- Ziętara T., 2004 — Rzeźba Babiej Góry. W: Babiogórski Park Narodowy – monografia przyrodnicza, (B.W. Wołoszyn, A. Jaworski, J. Szwagrzyk, red.). Komitet Ochrony Przyrody PAN, Babiogórski Park Narodowy, Kraków, 109–135.
- Zuchiewicz W., 2011 — Planation surfaces in the Polish Carpathians: myth or reality? *Geograph. Pol.*, 84, *Spec. Issue*, 2: 155–178
- Zuchiewicz W., 2012 — Powierzchnie zrównań w Karpatach – mit czy rzeczywistość? W: Strukturalne i litofacjalne uwarunkowania rozwoju rzeźby polskich Karpat zewnętrznych. Beskid Niski–Beskid Sądecki–Babia Góra–Dukla–Piwniczna–Zawoja. (L. Jankowski, W. Margielewski, J. Urban, red.). 3. Warsztaty Geomorfologii Strukturalnej. 25–28.09. 2012.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Zawoja (1031)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000

Formy lodowcowe

-  Moreny czołowe, boczne i denne

Formy rzeczne

-  Tarasy erozyjno-akumulacyjne

-  a Doliny rzeczne:
 b a. wciosowe, b. płaskodenne

Formy denudacyjne

-  Gołoborza

Formy nieoznaczonej lub różnej genezy

-  Jęzory osuwisk

-  Wierzchołki kopulaste

-  a Grzbiety:
 b a. wąskie, b. szerokie zaokrąglone

-  Stoki grzbietów i zbocza dolin

-  Przełęcze

Formy krasowe

-  Jaskinie

Formy antropogeniczne

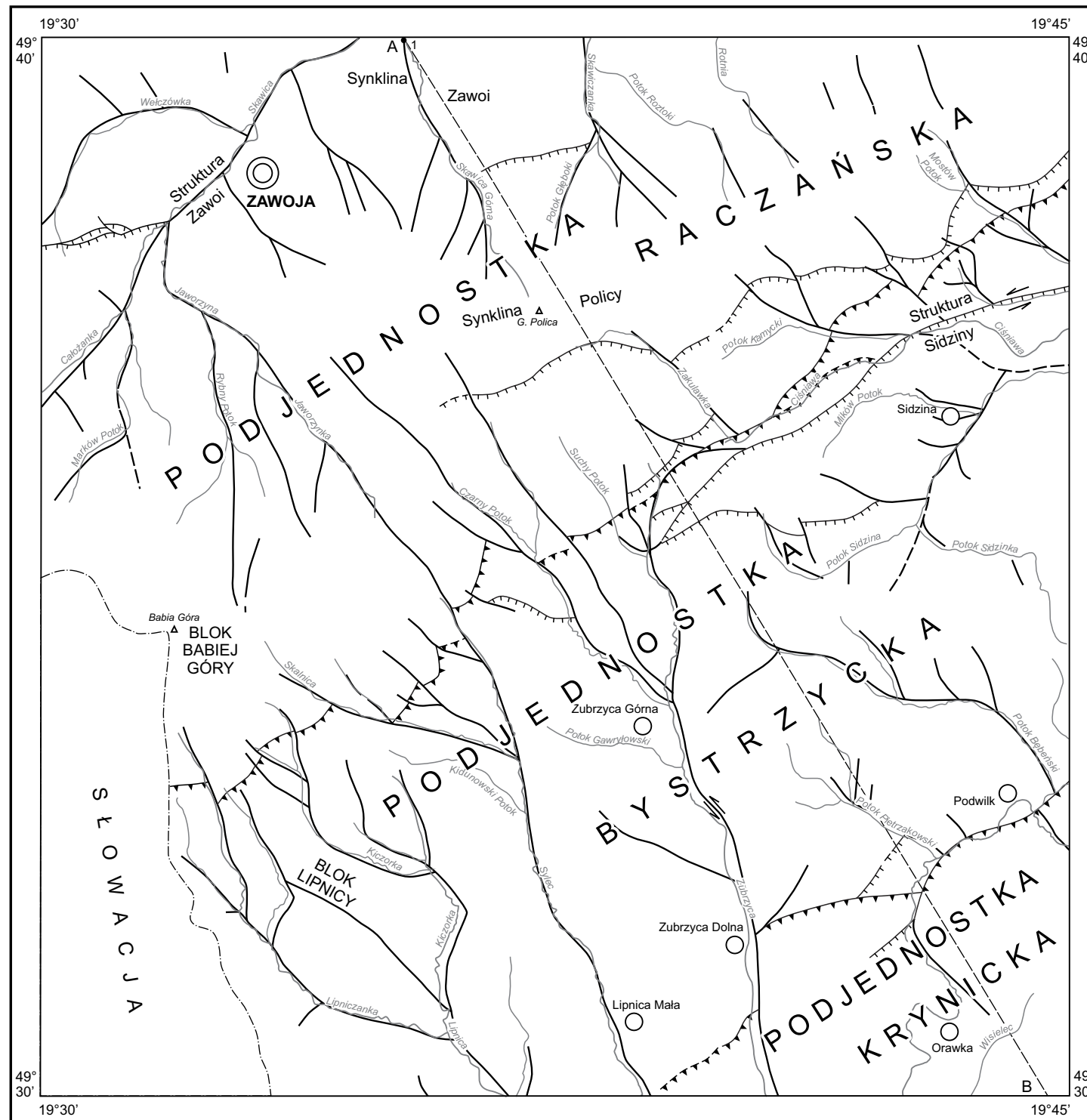
-  Kamieniołomy

Opracował: L. JANKOWSKI

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Zawoja (1031)

SZKIC TEKTONICZNY

Skala 1:100 000



-  a Nasunięcia podjednostek tektonicznych:
 b a. pewne, b. przypuszczalne
-  a Nasunięcia:
 b a. pewne, b. przypuszczalne
-  Uskoki
-  1 Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej
-  A—B Linia przekroju geologicznego zamieszczonego na mapie geologicznej

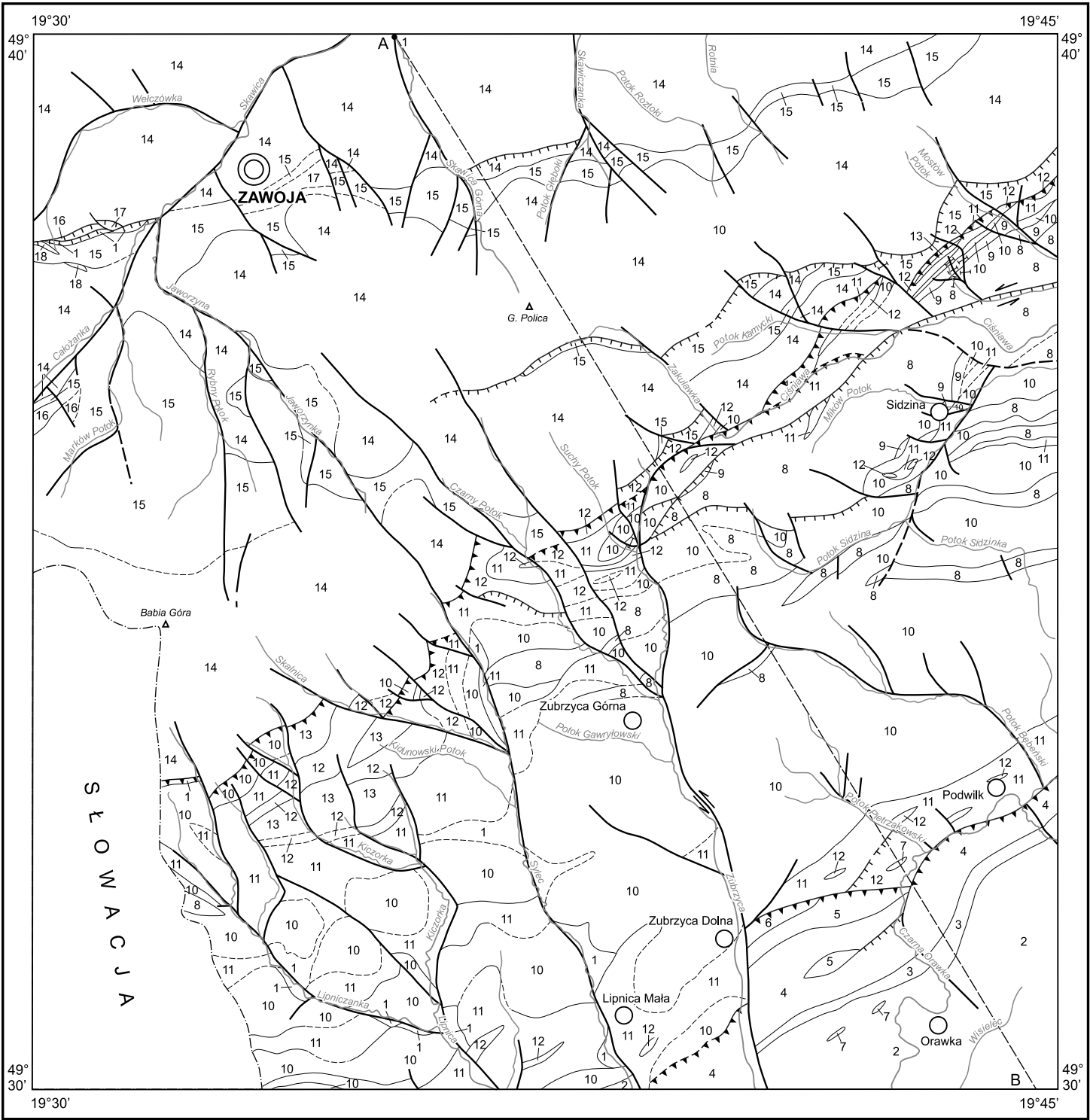
Opracował: L. JANKOWSKI



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Zawoja (1031)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



NEOGEN	MIOCEN	1	łłowce, bloki w matriks jako melanże tektoniczne, kompleksy chaotyczne i kompleksy spływowe	Warstwy z Gorlic	MIOCEN DOLNY
Seria magurska – krynicka					
PALEOGEN	EOCEN–OLIGOCEN	2	Piaszkowce, głównie gruboławicowe, mikowe i łupki (piaskowce popradzkie)	Warstwy magurskie	
		3	Łupki i piaszkowce cienkoławicowe (warstwy z Kowańca)		
		4	Piaszkowce głównie gruboławicowe, mikowe i łupki (piaskowce z Piwnicznej)		
	EOCEN	5	Margle, piaszkowce, zlepieńce i łupki	Warstwy łąckie	
		6	Piaszkowce cienkoławicowe i łupki z wkładkami margli łąckich	Warstwy belowskie	
	PALEOCEN–EOCEN	7	Łupki czerwone i zielone z wkładkami piaskowców	Łupki pstre	
Seria magurska – bystrzycka					
PALEOGEN	EOCEN–OLIGOCEN	8	Piaszkowce, głównie gruboławicowe, mikowe i łupki (piaskowce popradzkie)	Warstwy magurskie	
	EOCEN	9	Piaszkowce cienkoławicowe i łupki	Warstwy hieroglifowe	
		10	Margle, piaszkowce, zlepieńce i łupki	Warstwy łąckie	
		11	Piaszkowce cienkoławicowe i łupki z wkładkami margli łąckich	Warstwy boleweskie	
	PALEOCEN–EOCEN	12	Łupki czerwone i zielone z wkładkami piaskowców	Łupki pstre	
KREDA–PALEOGEN	KREDA GÓRNA–PALEOCEN	13	Piaszkowce cienkoławicowe i średnioławicowe z wkładkami łupków pstrych	Warstwy inoceramowe	
Seria magurska – raczańska					
PALEOGEN	EOCEN–OLIGOCEN	14	Piaszkowce, głównie gruboławicowe, glaukonitowe i mikowe oraz łupki	Warstwy magurskie	
	EOCEN	15	Łupki i piaszkowce cienkoławicowe	Warstwy hieroglifowe	
		16	Piaszkowce gruboławicowe (piaskowce osieleckie)		
		17	Piaszkowce gruboławicowe (piaskowce posierbieckie)		
	PALEOCEN–EOCEN	18	Łupki czerwone i zielone z wkładkami piaskowców	Łupki pstre	
a b Granice geologiczne: a, pewne, b, przypuszczalne Uskoki a b Granice podjednostek tektonicznych: a, pewne, b, przypuszczalne a b Nasunięcia: a, pewne, b, przypuszczalne					
1 Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej					
A—B Linia przekroju geologicznego zamieszczonego na mapie geologicznej					

Opracował: L. JANKOWSKI